

Università degli Studi di Napoli Federico II



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra

XIX ciclo

Tesi di dottorato

**Studio stratigrafico e sedimentologico delle
Formazioni di Piaggine e del Torrente Raganello
(Appennino Meridionale)**

Dott.ssa ANGELA PASCARELLA

Coordinatore
Prof. Gennaro Corrado

Tutore
Prof. Italo Sgrosso

Co-tutore
Prof. Renzo Valloni

Novembre 2006

Indice

<i>Riassunto</i>	4
<i>Abstract</i>	6
1 INTRODUZIONE	11
1.1 Premessa e scopo del lavoro	11
1.2 Area di indagine scelta e ubicazione	13
2 METODOLOGIE UTILIZZATE	16
2.1 Analisi della letteratura	16
2.2 Acquisizione dati	16
2.2.1 Analisi granulometriche ed osservazioni sui clasti dei depositi ruditici	16
2.2.2 Analisi biostratigrafiche	20
2.2.3 Analisi petrografiche	21
3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	22
3.1 L'Appennino meridionale	22
3.2 Assetto strutturale dell'Appennino meridionale	23
3.2.1 La catena apula	24
3.2.2 La catena appenninica s.s.	27
3.3 Ricostruzioni paleogeografiche	30
3.3.1 Considerazioni sulle ricostruzioni paleogeografiche	41
3.4 Assetto stratigrafico della catena	43
3.4.1 Piattaforme carbonatiche	43
3.4.2 Evoluzione mesozoica delle piattaforme appenniniche	43
3.4.3 Successioni bacinali	46
3.4.3.1 Bacino Interno	46
3.4.3.2 Terreni ad Affinità Sicilide	47
3.4.3.3 Unità Sicilidi	48
3.4.3.4 Bacini esterni	48
3.4.3.5 Bacino di Foraporta	48
3.4.3.6 Bacino di Lagonegro	49
3.4.3.7 Bacino Molisano	50
3.4.3.8 Altri bacini	51
4 I DEPOSITI MIOCENICI	52
4.1 Evoluzione delle conoscenze sui depositi miocenici	52
4.2 Il Miocene concordante della piattaforma più interna	57
4.2.1 La Formazione di Cerchiara	57
4.2.2 La Formazione del Bifurto	58
4.3 Il Miocene discordante della piattaforma più interna	59
4.3.1 Formazione di Piaggine	59
4.3.1.1 Petrografia delle Arenarie Di Piaggine	63
4.3.2 Torrente Raganello	66
4.3.3 Ruditi Degli Alburni e Arenarie di Tempa del Prato	68
4.3.4 Le Breccie di Sapri	69

5 LA SUCCESSIONE AFFIORANTE NELL'AREA STUDIATA	70
5.1 Introduzione	70
5.2 Il substrato carbonatico	71
5.3 Depositi miocenici studiati	73
5.4 Internidi	74
5.4.1 La Formazione del Saraceno	74
5.4.2 La Formazione di Albidona	75
6 PRINCIPALI AFFIORAMENTI STUDIATI	76
6.1 Sezioni tipo	76
6.1.1 Piaggine	76
6.1.2 Torrente Raganello	80
6.1.3 Tempa del Prato	81
6.2 Principali affioramenti dell'area studiata	83
6.2.1 Sanza	84
6.2.2 Km19	89
6.2.3 Masseria Fossito	91
6.2.4 Vallefrassino	97
6.2.5 Pantanelle	100
6.2.6 Monte Valletto	103
6.2.7 Torrente Gerdenaso	104
6.3 Tabella riassuntiva dei dati presentati	106
7 DISCUSSIONE	109
7.1 Considerazioni sui dati granulometrici e morfometrici	109
7.2 Considerazioni petrografiche	115
7.3 Considerazioni biostratigrafiche	117
7.4 Sintesi sedimentologico-stratigrafica	119
7.5 Confronto con serie note	128
7.6 Primo o secondo ciclo?	133
Conclusioni	136
Bibliografia	138
Appendice 1 Analisi Biostratigrafiche	150
Appendice 1 Tavole Petrografiche	153
Allegato 1 Carta geologica dell'area studiata	
Ringraziamenti	157

Riassunto

Il presente studio nasce dal desiderio di apportare un contributo alla conoscenza dei depositi miocenici della piattaforma carbonatica più interna, la piattaforma Campano-Lucano-Calabrese di SGROSSO (1986), depositi oggetto di interpretazioni controverse.

Sulla piattaforma carbonatica Campano-Lucano-Calabrese sono state riconosciute e sono state descritte in letteratura, due successioni mioceniche: una successione concordante con il substrato e costituita dalle Formazioni di Cerchiara e del Bifurto ed una discordante costituita dalle Formazioni delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine, del Torrente Raganello, delle Ruditi degli Alburni e delle Arenarie di Tempa del Prato.

Le due successioni sono rappresentative di due momenti differenti nell'evoluzione della catena. Le Formazioni di Cerchiara e del Bifurto (Aquitaniense-Langhiano superiore) registrano il graduale approfondimento della piattaforma carbonatica e la sua graduale evoluzione ad avanfossa. Le Formazioni delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine, del Torrente Raganello e delle Ruditi degli Alburni e delle Arenarie di Tempa del Prato (Tortoniano medio) registrano gli eventi successivi alla prima deformazione subita dalla piattaforma.

Allo stato attuale la scarsa conoscenza di tali terreni, l'assenza di descrizioni complete e dettagliate per alcune aree, associate alle non buone esposizioni ed alle intense deformazioni tettoniche e gravitative che li caratterizzano, hanno favorito e favoriscono interpretazioni controverse.

In tale contesto generale si inquadra il lavoro svolto, che ha avuto la finalità di migliorare le conoscenze sui terreni miocenici discordanti della piattaforma carbonatica più interna, di ricostruire una successione tipo per l'area a nord-nord est di Sapri, di comprendere le relazioni tra le Formazioni di Piaggine, del Raganello e delle Ruditi degli Alburni cercando di stabilire, in particolare, se esse si siano deposte in unico esteso bacino o in più bacini distinti.

Il lavoro è consistito innanzitutto, in un rilevamento geologico, che ha consentito, tra l'altro, di individuare gli affioramenti miocenici più significativi. In tali affioramenti si sono concentrate osservazioni e descrizioni dettagliate, di tipo sedimentologico e stratigrafico; sono state realizzate colonne stratigrafiche di dettaglio; sono stati raccolti dati granulometrici e sono state effettuate osservazioni sulla morfometria dei depositi ruditici, presenti, a più altezze, nella successione, e sono state eseguite campionature per le analisi biostratigrafiche e per le analisi petrografiche delle areniti.

Le osservazioni effettuate, associate allo studio della letteratura geologica esistente su tali terreni, hanno consentito di distinguere i terreni del primo ciclo sedimentario, caratterizzati da concordanza con il substrato, da quelli del secondo ciclo sedimentario, caratterizzati da discordanza con il substrato. Hanno consentito di costruire la colonna stratigrafica di sintesi dell'area studiata (area a nord-nord est di Sapri) e di confrontarla con quelle note da letteratura.

Lo studio a più ampia scala ha consentito di riconoscere una grande estensione areale del deposito, che affiora diffusamente sui Monti Alburni, Cervati, Pollino, Raparo e Raparello.

Tutti i dati raccolti, infine, hanno consentito di interpretare le Formazioni di Piaggine, del Torrente Raganello e delle Ruditi degli Alburni come porzioni differenti del medesimo esteso ed articolato bacino, in cui le differenze di facies, che caratterizzano le varie formazioni, sono imputabili ad una differente posizione occupata all'interno del bacino.

Importante è stato il contributo dello studio sedimentologico e petrografico, che ha consentito di riconoscere l'esistenza di una fonte di detrito silicoclastico e di vulcanismo attivo nell'area sorgente.

Le analisi biostratigrafiche, nonostante la sterilità diffusa e l'intenso rimaneggiamento, hanno consentito di individuare per i depositi studiati età "non più antiche del Serravalliano superiore". Età, dunque più recenti di quelle comunemente attribuite al primo ciclo.

Abstract

The aim of this work is to improve the knowledge and current understanding of some Miocene deposits cropping out in the western part of the southern Apennines.

The southern Apennines is a foreland fold and thrust belt system, developed from the interaction of two major plates (Europe and Africa) and the oceanic area between them.

The chain derived from the deformation, which occurred mainly in Miocene time, of different paleogeographic domains, constituted by carbonate platforms and pelagic basins.

The study of Miocene sediments is very important to improve the knowledge of the deformation history of the Apennine chain.

On the basis of Sgrosso's (1998) model, in each paleogeographic domain two different kinds of Miocene deposits may be distinguished, the first being conformable on top the underlying sedimentary succession and the second unconformable. The significance of these different Miocene successions is very different.

The first group of sedimentary deposits, called the first Miocene cycle deposits or conformable deposits, record: the transgression, flexural subsidence, foredeep depocenter stage, that are characterized by the concordance with the substratum, graduality of evolution from shallow water to deep water and foredeep condition.

The second group of deposits called the second Miocene cycle deposits or unconformable cycle record the first deformation of each paleogeographic domain, these sediments are characterized by deep sea conditions and by the presence of big olistoliths. These deposits are recognized on each paleogeographic domain, diachronous, younger from the inner to the outer paleogeographic domain, and are representative of the migration in time and space of the foredeep and of deformation.

My attention is focused on the inner carbonate domain, the Campano-Lucano-Calabrese Platform of SGROSSO (1986), where two Miocene successions have been recognized. The first is conformable on top of the substratum constituted by the Cerchiara (Aquitani-Burdigalian) (shallow water condition in deepening) Bifurto (Burdigalian-upper Langhian) (deepening) and Arenarie di Civita Formations (upper Langhian-lower Serravallian) (foredeep). The second Miocene succession is unconformable on top of the substratum, which is constituted by the Calciruditi e Arenarie di Piaggine, Torrente Raganello and Ruditi degli Alburni and Arenarie di Tempa del Prato (middle Tortonian) Formations.

The Miocene unconformable successions are little known, because of the scarcity of complete descriptions in single areas and because of the bad exposure of these terrains. Therefore, unconformable Miocene successions are characterized by several controversial interpretations.

Second cycle deposits have not been recognized in many areas. The official geological cartography, in fact, does not distinguish, or distinguish only partially, between the two Miocene successions.

In particular, the Miocene unconformable succession of the Alburno-Cervati-Pollino Unit, first described by SGROSSO (1981) for the Cervati area, with the institutions of the Calciruditi e Arenarie di Piaggine Formation; SANTO & SGROSSO (1988) for the Pollino area with the institution of the Torrente Raganello Formation; SANTO (1988) for the

institution of the Ruditi degli Alburni and Tempa del Prato Formation, are interpreted like a second cycle deposits only by same writers.

These deposits are interpreted like a second cycle by: SGROSSO, 1981; SANTO & SGROSSO, 1987; SANTO, 1988; SANTO, 1996; CASTELLANO *et alii*, 1997; CASTELLANO, 1997 and FIANO, 2004.

They are correlated with first cycle deposits by CRITELLI, 1991 e CRITELLI & LE PERA 1995, in particular with the Pietraroja Formation by PATACCA *et alii* (1992); with piggy back deposits of the Flysch del Cilento by AMORE *et alii* (1988a); or are interpreted like a tectonic melange by MONACO *et alii* (1995).

My work was born for the wishes to improve the knowledge about these Miocene successions, and to answer same questions: What is Miocene sedimentary cycle of studied deposits? The basins of deposition of Piaggine, Raganello and Alburni Formations is the same basin, or are more different little basins? What is the evolution of this basins? What is the meaning of vertical and horizontal facies variations? What change during the sedimentations? There is a regular evolution? Where is the source of sediments? What has happened between the end of first cycle (upper Burdigalian-lower Serravallian) deposition and the begin of second cycle deposition (middle-upper Tortonian)? What are the relations between the deposits of the Alburni area (Ruditi degli Alburni) Piaggine area (Piaggine Formation) Pollino area (Raganello Formation) and north of Sapri area (studied area)? Are there the same characteristics of contacts and evolutions? What kind of basin is the studied basin? What is the meaning of this basin? Is it a piggy back basins?

In order to answer to these questions I choose to study an area located in the north of Sapri village because there aren't in geological literature data about Miocene succession outcropping in these area.

My work has been characterized by a detailed study in north Sapri area, associated with same observations in the areas of institution of formation of the Piaggine, Alburni e Pollino Formations.

The work consisted of a geologic survey, stratigraphical and sedimentological analysis on Miocene deposits, reconstruction of detailed stratigraphical columns for each outcrop, size data survey on ruditic deposits, sampling of rocks for biostratigraphic and petrographic analysis.

The distribution of clasts size in conglomeratic deposits can be summarized by three general trends everyone associated at a precise stratigraphic position (fig. 92).

It was reconstructed a synthetic stratigraphic column for the studied area that is from the bottom to the top by (fig 100):

Unit1: disorganized rudites: chaotic deposits matrix supported, on eroded and deformed substratum. This unit can be divided in two sub units because of different clasts size and different amount of matrix.

Unit 1a: characterized by rounded (0,3-0,4 of KRUMBEIN) clasts variable in size from fine pebble to medium-large cobble, whit prevalence medium and coarse pebble; described by curve of fig 92e sometimes the clasts have lithodomes holes and mainly derived from limestones of the Trentinara Formation. The matrix, sandy in size, is compositional mainly carbonate with same silicoclastic fragments (quartz, feldspar,

plagioclase, siltstones, shale). It is biotrititic packstones-grainstone rich in bryozoa benthonic foraminifera and fragments of molluscs. **Unit 1b:** chaotic deposits, matrix supported with more abundant clasts than Unit 1a deposit. The clasts are rounded 0,4 of KRUMBEIN, the size change from fine pebble to small cobble with prevalence medium and coarse pebble described by curve of fig 96e. There aren't clasts bigger than small cobble (10 cm). **Unit 2: silt** whit interbedded calcarenites and macroforaminifera breccia, chaotic levels and with channelized sandy and gravelly deposits. Divided in: **Unit 2a** tobacco and green siltstones with interbedded calcarenites, macroforaminifera breccia, and silicized pieces of *Ophiomorpha*; **2b arenites**, from fine to medium-coarse size, generally structureless, amalgamated or laminated **2c: rudites** chaotic deposits matrix supported, whit basal deep erosional contact. The clasts are variable in size from fine pebble to large cobble, whit same very coarse boulder; the most representative classes are medium and coarse pebble, the clasts size distribution is described by curve of fig. 92g. The clasts are mainly carbonate (calcarenites and calcilutites) with many rip up clasts. The clasts are aligned, and are and sometimes with lithodomes holes; are rounded class 0,4 of KRUMBEIN. The matrix is sandy medium fine-medium in size, compositional is mainly carbonate with same silicoclastic fragments.

Unit 3: chaotic deposits in silty matrix whit clasts of quarzarenites and big olistoliths

Unit 4: silty deposit tobacco coloured with siliceous marls calcarenites, calcilutites macroforaminifera breccias, turbiditic calcarenites and numidic quarzarenites. Often hardly deformed.

Same features of these deposits like: *i*) unconformable contact on deeply eroded substratum; *ii*) lithological similarity with second cycle deposits; *iii*) presence of olistoliths and olistostomes; *iv*) no deepening features (typical of first cycle deposits) *v*) silicoclastic fragments at the base of succession; *vi*) the age, younger than the age of first cycle deposits; confirm the attribution of these deposits at the second Miocene cycle.

The units of northern Sapri succession are interpreted one by one:

Unit 1: because of distribution, is interpreted like a channelized deposits, because of the features (rounded clasts with lithodome holes) of rocks like a resedimented conglomerates of WALKER'S (1975), a deposits constituted by sediments accumulate in shallow water and after resedimented in deeper water.

It was deposited by non turbulent and cohesionless mass flow, like an hyperconcentrated density flow or sandy debris flow (SHANMUNGHAM, 1996) and it is comparable with Facies A: *facies arenaceo conglomeratica* of MUTTI & RICCI LUCCHI (1972); with disorganized model of WALKER (1975) and with facies F2 of MUTTI (1992) e MUTTI *et alii* (1996).

Unit 2: 2a comparable with MUTTI' & RICCI LUCCHI's (1972) B Facies, with WALKER'S (1975) Massive sandstones and (1992) with MUTTI'S (1992) WF facies (transition facies between F2 and F4).

Units 2, 3, 4: chaotic deposits in silty matrix and with heterometric clasts, can be defined Debrite, or debris flow deposits and are comparable with Facies F of MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), whit chaotic facies constituted by *slumping*, *sand flow*, olistoliths, olistostomes or *pebbly mudstone* of WALKER (1975) and WALKER (1992); **unit 2c**, in particular, can be interpreted like an hyperconcentrated flow, deposited in a proximal area of deep sea fan, but more distal than Unit 1 or organized model of WALKER (1972).

Unit 4: olistoliths of the Bifurto Formation.

The biostratigraphic analysis, realized on the sample of studied area, give an age “not older than upper Serravallian” for the presence of *Gb gr menardii*. The samples shows a great reworking and a widespread sterility. From literature data we know that the age of second cycle deposits is not older than middle Tortonian and that the age of first cycle deposits is not older than upper Langhian-lower Serravallian, so we can confirm that the studied deposits are younger than the first cycle deposits.

The sample of the Alburni area, instead, give age not older than Tortonian for the presence of *Globorotalia acostaensis* and upper part of middle Tortonian for the presence of *Discoaster surculus* and confirm the age known by literature.

The comparison between synthetic stratigraphical sections of the Alburni, Cervati, Pollino and northern Sapri area (studied area) has highlighted many common elements. Everywhere the succession begin with ruditic deposits, characterized by different thickness, few metres in the Pollino and north Sapri areas and same ten of metres in the Alburni and the Cervati areas. This base deposit is a chaotic deposits, matrix sustained, with carbonate clasts derived from carbonate substratum, the ages of clasts is mainly upper Paleocene middle upper Eocene (Trentinara Formation) whit few clast of cretaceous age or derived from the Cerchiara and Bifurto Formation (lower Miocene). The roundness of clasts is 0,4-0,5 of KRUMBEIN, sometimes they have lithodomes holes. The matrix is very abundant in the Pollino, Alburni and studied areas and it is scarce in the Cervati area, where sometimes the clasts are deeply penetrated, the matrix is compositionally calcareous in prevalence whit same non carbonate lithoclasts, variable from fine to coarse sand in size.

The nature and the features of the clasts give us many indications about the substratum, it was very rough, whit exposure of different part of it, old (Cretaceous clasts) or young (Trentinara, Cerchiara and Bifurto Formations), give indication about the permanence of clasts in shallow water (lithodomes holes) and transport of them (rounded clasts).

The results of observations made on large scale (the Alburni, Cervati, Pollino, northern Sapri area) on these conglomerates is that the Calciruditi di Piaggine are the base of the Arenarie di Piaggine confirming the Sgrosso's idea (SGROSSO, 1981). and prove to be wrong that they are heteropics of sandstones (CASTELLANO, 1997), this situation is more evident in Alburni and studied area than in the Piaggine area.

Overlying calcirudites there is a silty succession, in where we can found same differences between the four areas of observations: on the Pollino massif and in investigated area (north of Sapri) we can found tobacco silts with interbedded calcarenites calcilutites and macroforaminifera gravel, with sandy and ruditic chanelized body, on the Cervati massif there is a silty-arenaceous succession with sporadic carbonate intercalations.

On the Alburni area there is silty deposits with interbedded, thickening upward sandy beds.

The upper part of succession is characterized by coarse sandstones on the Cervati and Alburni area, and by chaotic interval in silty matrix and an olistoliths rich deposits in the Pollino and the north of Sapri area.

The common features, the horizontal evolution, and correlablility recognizable in synthetic stratigraphical column of the Alburni, Cervati, north of Sapri and Pollino areas, confirmed the existence of one big basin for all deposits, besides is possible recognize the original position of each synthetic stratigraphical column in this basins.

The calcarenitic level, outcropping only on the Pollino and the northern Sapri area, and the presence of sandstones, only on the Alburni and the Cervati areas, confirmed the two

different direction of sediment supply (W-NW for siliciclastic sediments and E-SE for carbonate sediments CASTELLANO, 1997)

The conclusion is that: the Monte Pollino and the northern Sapri area were the south-eastern part of the basin, without siliciclastic supply, concentrated instead in the Cervati and the Alburni areas.

Because of sedimentological interpretations of the Piaggine, Alburni and Raganello Formations:

The Calciruditi di Piaggine, in Piaggine area like a debris flow deposits at the base of carbonate active tectonic slope, lower pelitic-sandy member like slope and lobes deposits, and the upper sandstones member like lobes, interlobes and lobe fringe deposits (CASTELLANO, 1997); the Ruditi degli Alburni like a prossimal deposit in a tectonically active setting (SANTO, 1996); the rudites of northern of Sapri area (this studio), like a prossimal deposits of chanelized fan and the unit 2 like a more distal part of channel, the distribution of these successions in the basin is the Alburni in the most proximal area the Pollino and the Sapri successions in middle area between the Alburni and Cervati but nearest to the Alburni and in more distal area the Cervati

Probably the absence of more distal part of basin, described only in the Cervati area and here limited, opposite at the abundance of proximal deposit is caused by sin-sedimentary tectonic activity, and by roughly of substratum.

Rough substratum, with great sedimentary supply of coarse sediments is cause of production of coarse proximal facies and only few distal facies associations.

I can recognize great diffusion of this deposits on the Alburni, Pollino, Cervati, Raparo e Raparello mountains, and northern Sapri area (fig 99). They are deposited on whole paleogeographic domain piattaforma Carbonatea Campano-Lucana-Calabrese (SGROSSO, 1988), paleogeographic domain that they define.

Geodynamic setting during the deposition time of these formations was characterized by strong tectonic activity, recorded in chaotic deposits and in big olistoliths and olistostromes.

The basin is not a piggy back basin s.s. (CASTELLANO *et alii* (1997) e CASTELLANO *et alii* (2000)) because the described succession is on the top of carbonate succession, on the Trentinara, Cerchiara, Argille rosse residuali, and sometimes Bifurto Formations, on an eroded substratum, but this substratum is not yet a nappe (fig 104).

From upper Burdigalian-lower Serravallian, after Bifurto deposition, until middle Tortonian, during Piaggine sedimentation, the Campano-Lucano-Calabrese carbonate domain was characterized by non deposition erosion period (fig 104b). in post Bifurto time there was a deformations of foredeep deposits, followed by an extensional phase (recorded by normal fault fossilized by Piaggine deposits) and by strong erosion. During these period, in a continental phase, there was the Breccie di Sapri (fig104b) deposition, and the erosion of the Bifurto, Cerchiara Formations and carbonate succession and production of detritus that feed Piaggine basin. (fig 104c)

In middle Tortonian age there was the deposition of studied deposits and ended with inner nappes (fig 104d).

CAPITOLO1: INTRODUZIONE

1.1 Premessa e scopo del lavoro

La letteratura geologica relativa alle successioni mioceniche dell'Appennino meridionale evidenzia notevoli divergenze interpretative, sia per quanto riguarda le attribuzioni ai differenti cicli sedimentari, sia per quanto riguarda l'età (AMORE *et alii*, 2005).

Tra le successioni mioceniche controverse, del settore campano lucano della catena, sono da segnalare quelle attribuite alle Formazioni delle Calciruditi e delle Arenarie di Piaggine, del Torrente Raganello, delle Ruditi degli Alburni e delle Arenarie di Tempa del Prato.

Tali Formazioni, istituite rispettivamente da SGROSSO (1981), SANTO & SGROSSO (1988) e SANTO (1988), sono interpretate come depositi di un secondo ciclo miocenico, poggianti sul dominio paleogeografico di piattaforma carbonatica più interno (SGROSSO, 1981; SANTO & SGROSSO, 1987; SANTO, 1988; SANTO, 1996; CASTELLANO *et alii*, 1997; CASTELLANO, 1997; FIANO, 2004) e sono ritenute non più antiche della parte alta del Tortonian medio (AMORE *et alii*, 2003), oppure sono correlate con depositi del primo ciclo concordante (CRITELLI, 1991 e CRITELLI & LE PERA, 1995), in particolare con la Formazione di Cerchiara (COCCO, 1971 e CESTARI, 1971) o con la Formazione di Pietraraja (PATACCA *et alii*, 1992); con i terreni del Gruppo del Cilento (AMORE *et alii*, 1988a); o ancora vengono interpretati come un *melange* tettonico (MONACO *et alii*, 1995).

La cartografia geologica ufficiale alla scala 1:100.000 non differenzia, in alcun modo, i due cicli miocenici, mentre una parziale distinzione viene riconosciuta nella Carta Geologica dell'Appennino meridionale in scala 1:250.000 di BONARDI *et alii* (1988b).

Tenuto conto di tali considerazioni uno dei primi obiettivi di questo studio è quello di riconoscere, tra i terreni miocenici affioranti nella zona a nord, nord-est di Sapri, quelli attribuibili al secondo ciclo miocenico.

Per chiarire le caratteristiche di tali depositi ed attribuirli al corretto ciclo sedimentario miocenico è indispensabile un rilevamento geologico di dettaglio con osservazioni sul tipo di contatto, sui rapporti con il substrato, sulle evoluzioni verso l'alto, a cui vanno associate analisi petrografiche delle areniti, analisi biostratigrafiche e sedimentologiche.

Va sottolineato, a tal proposito, che i depositi delle Formazioni di Piaggine del Torrente Raganello e delle Ruditi degli Alburni (secondo ciclo miocenico, o ciclo miocenico discordante) hanno un significato nettamente differente rispetto a quello dei depositi del primo ciclo.

E' noto infatti, che i depositi del primo ciclo sono caratterizzati da una concordanza angolare pressochè perfetta con il substrato e da un progressivo approfondimento, testimoniato da sedimenti tipici di ambienti marini poco profondi, che gradualmente passano a depositi torbiditici di mare profondo culminando, al raggiungimento della posizione di depocentro di avanfossa, con sedimenti silicoclastici (arenarie arcose e arcose-litiche).

Al contrario, i terreni del secondo ciclo, che si depongono dopo la prima deformazione subita dai vari domini paleogeografici, sono caratterizzati da rapporti con il substrato più o meno discordanti, dall'assenza di facies poco profonde e da una sedimentazione spesso

marcatamente influenzata da un'intensa attività tettonica evidenziata dalle brusche variazioni di facies laterali e verticali nonché dalla presenza di olistoliti e olistostromi.

In tale quadro appare evidente, che l'attribuzione di un terreno al primo od al secondo ciclo miocenico implica un'interpretazione ed un significato nettamente differente dei terreni stessi e di conseguenza, ricostruzioni differenti per l'evoluzione del settore di catena analizzato.

E' dunque fondamentale, per comprendere l'evoluzione della catena, studiare i terreni miocenici. Tale studio risulta, però, particolarmente complesso per difficoltà, in primo luogo geologiche, connesse alla complessità della materia ed alla difficoltà di datazione dei terreni in oggetto ed, in secondo luogo logistiche, per la scarsa o cattiva esposizione che spesso caratterizza tali terreni.

Fondamentale strumento di analisi, per una visione generale dei terreni miocenici dell'area a nord nord-est di Sapri, è il rilevamento geologico, ma di pari importanza sono i confronti con le località e gli "affioramenti tipo".

Il lavoro di terreno, le descrizioni e le campionature hanno come scopo, in primo luogo, di descrivere e distinguere i terreni del primo da quelli del secondo ciclo, ma soprattutto, individuati quelli del secondo ciclo, di ottenere nuove informazioni su di essi.

Importante è il contributo dello studio sedimentologico e petrografico, per un confronto con i dati di letteratura (CASTELLANO, 1997) esistenti per l'area di Piaggine e per la caratterizzazione e definizione dell'area sorgente dei sedimenti che hanno alimentato il bacino.

Il lavoro ha come obiettivo quello di contribuire alla conoscenza delle Formazioni delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine, del Torrente Raganello e delle Ruditi degli Alburni, di fornire indicazioni sull'estensione areale di tali depositi, sulle principali facies che li caratterizzano e sulla distribuzione areale delle stesse, di ricostruire e caratterizzare il bacino e di rispondere ad alcuni quesiti tra cui:

I bacini del Piaggine, del Raganello e degli Alburni erano bacini distinti, o, al contrario, un unico esteso bacino?

Qual è stata l'evoluzione di questi bacini? Qual è il significato delle frequenti variazioni verticali ed orizzontali di facies? Che cosa variava nel corso della sedimentazione? Esiste un andamento evolutivo comune? Da dove provengono i sedimenti che hanno alimentato il bacino? Cosa è accaduto tra la fine della deposizione dei terreni del primo ciclo (Langhiano superiore-Serravalliano inferiore) e l'inizio della deposizione del secondo (Tortoniano medio-superiore)? In che modo e con quale intensità il substrato è stato deformato? Quali sono le relazioni tra i depositi degli Alburni (Ruditi degli Alburni) di Piaggine (Formazione di Piaggine) del Raganello e dell'area a nord, nord-est di Sapri (area studiata)? Si riconoscono in essi le medesime caratteristiche di contatti e di evoluzione?

In quale tipologia di bacino ricade il bacino studiato? Qual è il suo significato, in termini di evoluzione geodinamica della catena? Può considerarsi un bacino di *piggy back*? Oppure come può essere classificato?

1.2 Area di indagine: scelta e ubicazione

La scelta dell'area di indagine è stata frutto di considerazioni effettuate essenzialmente sulla base dei dati di letteratura, ma anche tenendo in considerazione i tempi a disposizione.

L'analisi della letteratura ha consentito di evidenziare che i depositi attribuiti alle Formazioni di Piaggine e del Torrente Raganello, delle Ruditi degli Alburni e delle Arenarie di Tempa del Prato, sono localizzati in un'area geografica notevolmente estesa, compresa tra i Monti Alburni, il Monte Cervati, il Monte Pollino e i Monti a nord, nord-est di Sapri (figura 1).

Non essendo possibile, per questioni di tempo, dedicarsi ad uno studio di dettaglio di tutte le aree di affioramento di tali formazioni, si è scelto di concentrare le osservazioni di dettaglio nell'area meno conosciuta, riproponendosi poi di confrontare i dati in essa raccolti con quelli di letteratura.

Ovviamente, per poter gestire i dati di letteratura in maniera corretta, è stato indispensabile effettuare osservazioni dirette, almeno nelle zone più rappresentative, delle località descritte dai vari Autori.

In tale contesto, considerando gli studi di SANTO (1988; 1996) sugli Alburni, di SGROSSO (1981), CASTELLANO (1997) e CASTELLANO *et alii* (1997) per la zona di Piaggine, di SANTO & SGROSSO (1988) per il Torrente Raganello e FIANO (2004) per la zona Casaletto Spartano, si è scelto di studiare un'area compresa tra il Monte Cervati a nord ed i Monti di Sapri a sud

In tale area, studiata in dettaglio, contenuta, nel Foglio topografico I.G.M. n° 504 sezione II "Sanza" e nel foglio 520 sezione I "Caselle in Pittari", e nel Foglio n° 210 "Lauria" della Carte Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (figura 3), sono state eseguite sistematiche campionature per datazioni biostratigrafiche, analisi petrografiche ed osservazioni di carattere stratigrafico e sedimentologico, di cui si discuterà ampiamente nei capitoli successivi.

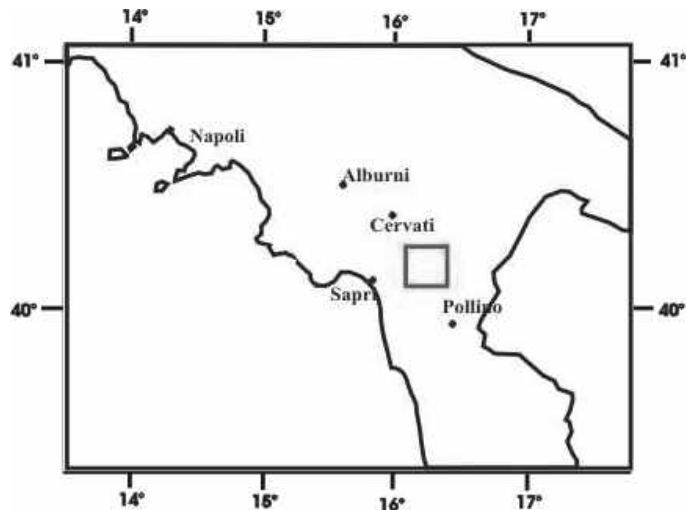
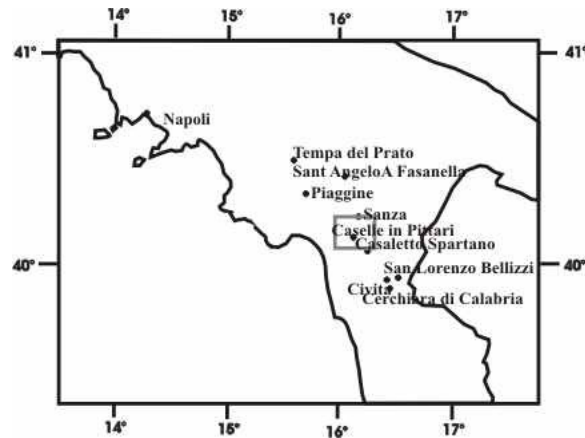


Figura 1: Ubicazione delle principali aree di affioramento delle successioni studiate: Monti Alburni, Monte Cervati, Monte Pollino e dell'area studiata in dettaglio, ubicata a nord-nord-est di Sapri e indicata nel quadrato piccolo.

Le aree ampiamente descritte in letteratura, ed in cui sono state effettuate sporadiche osservazioni e sopralluoghi sono stati invece: Piaggine e i dintorni di Piaggine sul Monte Cervati, per osservazioni dirette sui terreni delle Calciruditi e delle Arenarie di Piaggine; Civita, Cerchiara di Calabria e San Lorenzo Bellizzi sul Massiccio del Pollino per osservazioni dirette dei terreni della Formazione del Torrente Raganello; ed infine Tempa del Prato (Ottati) e Sant'Angelo a Fasanella sugli Alburni per osservazioni dirette sulle Ruditi degli Alburni e sulle Arenarie di Tempa del Prato.



In tutte le località studiate, per le cui ubicazioni si rimanda alla figura 2, sono stati osservati, ove presenti, oltre che terreni del secondo ciclo anche quelli del primo ciclo concordante, ovvero i terreni delle Formazioni di Cerchiara, del Bifurto e delle Arenarie di Civita.

Figura 2: Ubicazione delle principali località citate nel testo; l'area studiata in dettaglio è indicata dal riquadro.

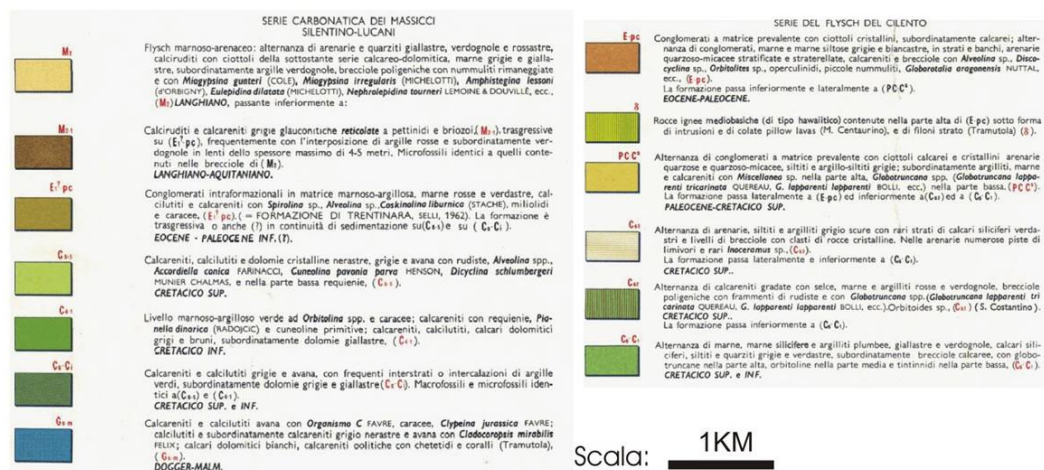
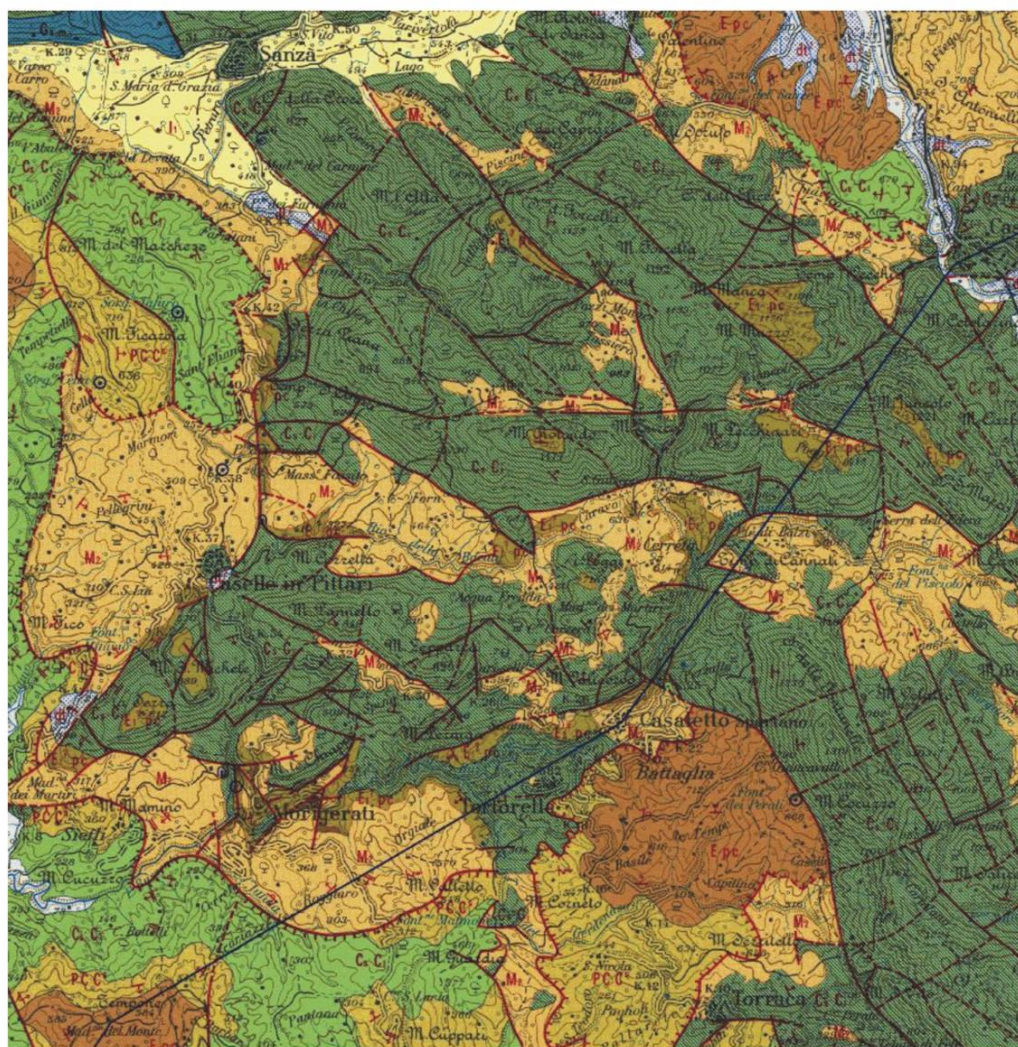


Figura 3: Stralcio della Carta Geologica Foglio 210 Lauria, in scala 1:100.000 dell'area studiata.

CAPITOLO 2: METODOLOGIE UTILIZZATE

2.1 Analisi della letteratura

Le fasi iniziali di questo lavoro sono state caratterizzate da un approfondito studio della letteratura geologica esistente. Tale studio ha avuto come finalità principale quella di approfondire le conoscenze sull'Appennino meridionale e sui depositi miocenici, in generale, e sull'area studiata e sulle Formazioni delle Calciruditi e delle Arenarie di Piaggine, del Torrente Raganello, e delle Ruditi Degli Alburni e delle Arenarie di Tempa del Prato, in particolare.

Inoltre, allo studio della geologia dell'Appennino sono state associate letture e studi di letteratura sedimentologica, in modo da disporre in campagna di ulteriori strumenti utili per osservazioni e comprensione del significato dei depositi esaminati.

Questa fase di studio della letteratura, predominante nel primo anno di dottorato, è proseguita nel corso dell'intero periodo di lavoro, fornendo di volta in volta spunti, soluzioni e talora chiarendo situazioni non sempre semplici.

2.2 Acquisizione dati

L'acquisizione dati è stata articolata in due fasi principali: una prima fase di rilevamento geologico in scala 1:10.000 (figura 67), effettuata in tutta l'area di studio finalizzata alla localizzazione dei depositi miocenici ed alla comprensione della distribuzione delle facies, ed una seconda fase caratterizzata da un incremento di dettaglio nello studio dei depositi miocenici con osservazioni particolareggiate di tipo stratigrafico, sedimentologico e con un campionamento sistematico di quei livelli, utili per analisi biostratigrafiche e petrografiche.

La prima fase del lavoro ha consentito la realizzazione di una carta geologica in scala 1:10.000 in cui sono stati distinti: i terreni miocenici delle Formazioni di Piaggine e del Raganello, il loro substrato e la falda, di origine interna, che li sovrasta tettonicamente. La carta, riportata anche in scala 1:25.000, ha essenzialmente la funzione di consentire una rapida ed efficace visualizzazione degli affioramenti miocenici, i loro rapporti con il substrato e con la falda stessa.

La fase successiva, cui si è associato un rilevamento di maggior dettaglio (1:5.000), ha interessato, esclusivamente i terreni miocenici ed è stata associata ad uno studio stratigrafico e sedimentologico caratterizzato da osservazioni e descrizioni particolareggiate, alla realizzazione di numerose colonne stratigrafiche di dettaglio.

2.2.1 Analisi granulometriche ed osservazioni morfometriche sui clasti dei depositi ruditici

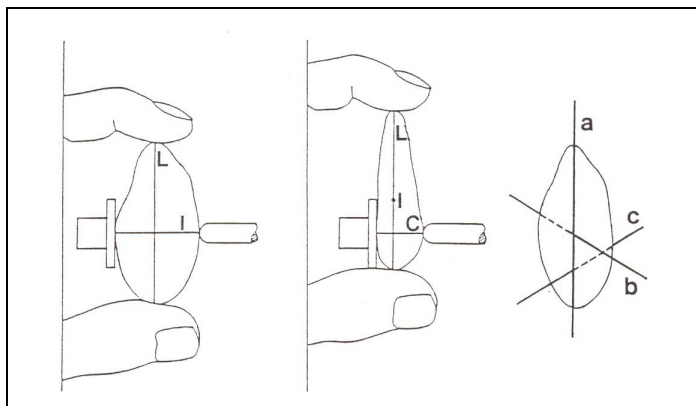
I depositi ruditici vengono caratterizzati mediante la definizione di composizione, granulometria, tessitura e mediante la determinazione dei parametri morfometrici quali: forma, grado di arrotondamento, grado di appiattimento, allungamento, e misurando eventuali orientazioni preferenziali dei clasti che lo costituiscono.

Per gli studi granulometrici e morfometrici i clasti vengono assimilati ad un ellissoide, in cui sono individuabili tre assi a , b e c ortogonali tra loro. Su tali assi si individuano tre diametri: L, I e C, ovvero il diametro lungo (L), il diametro intermedio (I) e il diametro corto (C) (figura 4).

Il diametro intermedio I, è definito diametro medio del clasto ed è il parametro descrittivo utilizzato per definirne la granulometria.

I diametri L ed I individuano il piano principale del clasto (BOSELLINI *et alii*, 1989).

Figura 4: Rappresentazione dei diametri Lungo (L), intermedio (I) e corto (C) da BOSELLINI *et alii* (1989) modificato.



In condizioni di lavoro ottimali, le determinazioni granulometriche sui clasti dei depositi ruditici, vengono effettuate estraendo il clasto dal deposito e misurandone i tre diametri.

I diametri misurati possono essere inseriti in formule specifiche che consentono la determinazione quantitativa di alcuni parametri morfometrici quali: appiattimento (CAILLEUX, 1945), dissimmetria (CAILLEUX, 1945), smussamento (CAILLEUX, 1947) e sfericità (FOLK, 1955) e l'arrotondamento (WADELL, 1932).

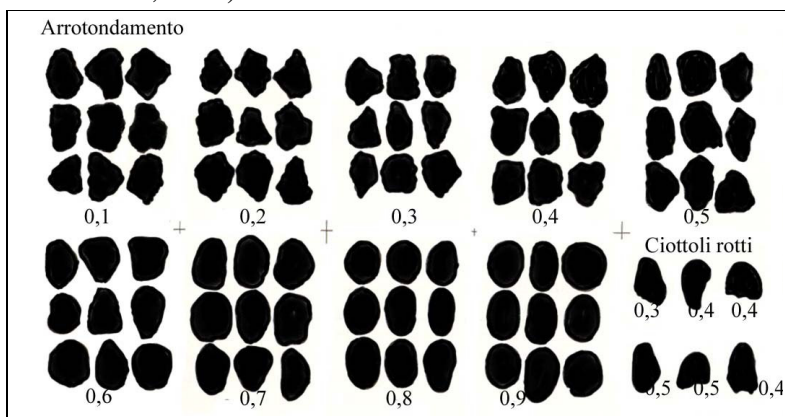
Le relazioni tra i tre diametri, individuano la forma dei clasti. In particolare si parlerà di clasti schiacciati (tabulari, discoidali o oblati) se $L=I \neq C$, di clasti equidimensionali (sferici o cubici) se $L=C=I$ di clasti a lama (allungati e piatti) se $L \neq I \neq C$ e infine, di clasti a bastone (allungati, sottili o prolatti) se $L \neq I=C$ (ZINGG, 1935).

Il grado di spigolosità dei clasti è espresso dall'arrotondamento ed è stato definito da WADELL (1932) come il rapporto tra la media dei raggi di curvatura di tutti gli spigoli di un clasto, e il raggio più piccolo cerchio inscritto nel clasto stesso.

Nel lavoro di terreno l'arrotondamento può anche essere determinato mediante schemi di comparazione visiva come ad esempio quello presentato in figura 5 proposto da KRUMBEIN (KRUMBEIN & PETTIJOHN, 1938).

Figura 5: Schema per la comparazione visiva dell'arrotondamento dei clasti secondo KRUMBEIN riportato in BOSELLINI *et alii* (1989).

L'orientazione dei clasti può essere misurata solo su clasti non isodiametrici, ovvero su quei clasti in cui il rapporto tra i



diametri C ed L è maggiore o uguale 0,5 (GRAHAM, 1988). L'orientazione viene determinata misurando l'immersione del piano principale, individuato dai diametri lungo ed intermedio.

I clasti dei depositi ruditici, spesso presentano orientazioni preferenziali, con assi lunghi paralleli od ortogonali ai flussi, ed imbricazioni con immersioni sopracorrente o sottocorrente (BOGGS, 2001).

Clasti depositati da corsi d'acqua presentano, ad esempio, l'asse lungo normale alla direzione del flusso ed immergono sopracorrente, i clasti trasportati da flussi gravitativi, invece, sono caratterizzati dall'asse lungo parallelo alla direzione del flusso, ed immergono sottocorrente (WALKER, 1975; 1992; BOGGS, 2001).

La composizione viene determinata effettuando il conteggio dei clasti per determinare le proporzioni relative dei differenti tipi di clasti in un deposito (KRUMBEIN & PETTJOHN, 1938, HOWARD, 1993).

Il conteggio dei clasti è utile per lo studio di provenienza dei sedimenti e per le ricostruzioni paleogeografiche e paleotettoniche (PLUMEY, 1948; SNEED & FOLK, 1958; BRADLEY, 1970).

Inoltre le variazioni percentuali nello spazio dei clasti più fragili rispetto a clasti più resistenti forniscono indicazioni sulle direzioni di trasporto.

La significatività statistica dei dati granulometrici e morfometrici è raggiungibile: *i)* realizzando le stazioni di misura in aree rappresentative dell'intero deposito; *ii)* effettuando le misure su numero di clasti sufficientemente elevato, almeno 400 per le analisi composizionali e almeno 100 per gli studi sedimentologici (BLATT, 1992); *iii)* stabilendo il diametro minimo dei clasti da misurare (CAILLEUX & TRICART, 1963) *iv)* scegliendo in maniera casuale i clasti da misurare (RICCI LUCCHI, 1972; HOWARD, 1993).

Le metodologie per garantire la casualità di scelta dei clasti possono essere: *a)* metodo della griglia, che consiste nel misurare i clasti che ricadono nell'incrocio delle maglie di una griglia regolare (BLATT, 1992); *b)* metodo della linea, misurando tutti i clasti che si incontrano lungo una serie di linee; *c)* metodo dell'area, misurando tutti i clasti contenuti in un'area prestabilita; *d)* metodo della spirale, misurando i clasti procedendo con tracciato a spirale, partendo dal centro della stazione di misura (HOWARD, 1993).

A prescindere dalla metodologia utilizzata è opportuno marchiare i clasti misurati, per evitare di ripetere la misura sul medesimo clasto.

Nel caso specifico dei terreni studiati, le condizioni di esposizione poco favorevoli e un numero limitato di affioramenti adatti alle misure, hanno indotto la scelta di effettuare le misure sui clasti, in tutti gli affioramenti sufficientemente estesi.

Le caratteristiche di forte cementazione del deposito hanno di frequente, consentito il rilevamento dei soli diametri visibili.

La determinazione del diametro medio è stata possibile ricorrendo all'assunzione che esso sia equivalente o al massimo inferiore, al diametro lungo misurato, effettuando un'approssimazione comunemente utilizzata nelle analisi granulometriche delle areniti in sezione sottile (RICCI LUCCHI, 1972). La sezione sottile, infatti, così come l'affioramento, taglia i clasti in maniera casuale, lungo piani variamente orientati, che solo sporadicamente coincidono con il piano principale.

Osservazioni di terreno hanno consentito di evidenziare la validità dell'assunzione diametro lungo apparente = diametro medio e di legittimare l'estrapolazione della forma dei clasti sulla base di due sole dimensioni.

I clasti dei depositi studiati presentano, infatti, nella maggioranza dei casi, i due diametri visibili equidimensionali, nei casi in cui la minore cementazione ha consentito l'estrazione del clasto e l'esame dello stesso nella sua interezza, tale equidimensionalità è stata riscontrata anche per il terzo diametro.

Le misurazioni sono state eseguite cercando di mantenere un carattere casuale, pertanto si è proceduto partendo da un clasto scelto a caso e procedendo con le misurazioni nel suo intorno, muovendosi a spirale e marchiando i clasti via via misurati.

Per ogni stazione si sono misurati 100 clasti, il diametro minimo considerato è stato 0,5 cm e l'accuratezza delle misure a 0,5 cm.

Le forme sono state stimate sulla base delle due dimensioni visibili, mediante la valutazione del rapporto tra i due diametri misurati, e l'arrotondamento mediante il confronto con la tavola comparativa di PETTIJON (figura 5).

Sono stati realizzati, in fase preliminare, istogrammi di distribuzione granulometriche dei diametri medi dei clasti, utilizzando come limiti delle classi granulometriche le dimensioni direttamente misurate sul terreno.

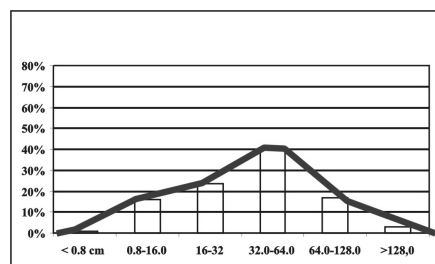
Tali istogrammi sono stati, poi confrontati con gli istogrammi di distribuzione granulometriche realizzati utilizzando, come limiti delle classi, i limiti di classe di WENTWORTH (1922) approssimati al centimetro (tabella 1).

Misure stazioni	Limite scala Wentworth in cm	Nome classe inglese	Nome classe italiano
<1 cm	< 0,8 cm	<i>Fine pebble</i>	Ciottoletti sottili
1-2 cm	0,8-1,6cm	<i>Medium pebble</i>	Ciottoletti medi
2-3 cm	1,6-3,2cm	<i>Coarse pebble</i>	Ciottoletti grossolani
3-6 cm	3,2-6,4cm	<i>Very coarse pebble</i>	Ciottoletti molto grossolani
6-13 cm	6,4-12,8cm	<i>Small cobble</i>	Piccoli ciottoli
>13 cm	>12,8	<i>Large cobble</i>	Grossi ciottoli

Tabella 1: Limiti di classi granulometriche misurate sul terreno e corrispondenti classi della scala di WENTWORTH (1922).

Da tale confronto si è evinto che la suddivisione dei diametri in classi granulometriche *standard* non altera in alcun modo i massimi e minimi evidenziati dagli istogrammi realizzati utilizzando le classi di terreno.

Gli istogrammi realizzati utilizzando le classi di WENTWORTH (1922) approssimate, infine, sono stati confrontati mediante un'analisi di tipo grafico. Per ogni stazione di



misura sono state tracciate curve di inviluppo delle colonne degli istogrammi, come mostrato in figura 5, e successivamente sono state confrontate per sovrapposizione (figure 91 e 92).

Figura 6: Esempio di curva di inviluppo delle colonne degli istogrammi. Tali curve tracciate per ogni stazione di misura sono state utilizzate per il confronto grafico dei dati di distribuzione dei diametri dei clasti.

2.2.2 Analisi biostratigrafiche

Le campionature per le datazioni biostratigrafiche sono state eseguite in tutti i livelli argillosi e siltosi reattivi al contatto con l'acido cloridrico al 10%.

La scelta di campioni argillosi è legata alle modalità di preparazione dei campioni, di cui si discuterà in seguito, la scelta di livelli reattivi all'acido cloridrico invece, è legata alla necessità di accertare la presenza di una frazione carbonatica nel deposito, per ipotizzare la presenza dei fossili cercati (foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo), in gran parte di composizione carbonatica.

I campioni prelevati a più altezze stratigrafiche allo scopo di scansare temporalmente gli eventi sono stati analizzati da analisti biostratigrafi: la Dottorssa MORABITO per le analisi sul nannoplancton calcareo e il Dottor SANTINI per le analisi sui foraminiferi.

Le modalità di preparazione dei campioni sono le seguenti:

Foraminiferi

Circa 200 grammi (100 in caso di campioni esigui) di campione vengono lavati con setacci da 106 μm e 100cc di acqua ossigenata. Viene effettuata un'analisi micropaleontologica qualitativa della frazione 106 μm . Viene determinata la percentuale relativa di ogni specie individuata rispetto al 100% dell'associazione faunistica, in modo da avere un'idea delle caratteristiche dell'associazione. Infine, viene effettuato il *picking* delle forme più utili per la datazione. A tale analisi biostratigrafica, viene poi associata una descrizione qualitativa dello stato di conservazione dell'intera associazione ed un'analisi litologica del residuo indiscioltto e sua percentuale relativa al 100% del lavato.

I risultati vengono poi riportati utilizzando le seguenti nomenclature: RARISSIMO (VR) < 1%, RARO (R) = 1-10%, SCARSO (F) = 10-30%, COMUNE (C) = 30-50%, ABBONDANTE (A) = 50-80%, DOMINANTE (D) = 80-100%.

Nannoplancton calcareo

Per l'analisi del nannoplancton calcareo circa 10 grammi di campione vengono disgregati meccanicamente e lasciati poi reagire, per un'ora circa, in una soluzione di acqua ossigenata (40 vol.) diluita (al 50%) in acqua distillata, per ossidare la materia organica. Il preparato ottenuto viene centrifugato a 2.500 giri per 1 minuto e 20 secondi (AMORE, 1992) fino a quando il natante risulta limpido.

Tale trattamento consente di accrescere la quantità analizzabile di coccoliti rispetto al sedimento e di allontanare dal preparato gran parte della frazione argillosa presente; si tratta in pratica di una sorta di 'pulizia' del campione.

Terminate tali operazioni, una goccia (200 μl) di preparato viene posta su un vetrino coprioggetto che, una volta asciutto, viene incollato su un vetrino portaoggetto ed infine si procede alle analisi al microscopio ottico ad immersione (1.250X).

2.2.3 Analisi petrografiche

Al fine di ottenere un confronto diretto con i risultati delle analisi petrografiche effettuate sulle areniti delle Calciruditi e Arenarie di Piaggine, (CASTELLANO, 1997), si è proceduto al campionamento dei litotipi arenitici a grana media.

La scelta di tale granulometria media è indispensabile per realizzare un'analisi composizionale. E' noto, infatti, che la composizione di un'arenite varia fortemente in funzione della granulometria, e l'arenite media è l'unica in grado di fornire indicazioni sull'area sorgente. Inoltre, la granulometria media consente, nell'area di una normale sezione sottile, di avere i 300 grani necessari per l'analisi modale.

Un'ulteriore limitazione nella scelta dei campioni è stata legata all'esigenza di campionare areniti poco alterate, l'alterazione, infatti, muta notevolmente la composizione di un'arenite a causa delle sostituzioni mineralogiche che vi si associano.

I campioni sono stati tagliati, per la preparazione delle sezioni sottili.

La realizzazione di tali sezioni sottili è stata particolarmente lunga ed elaborata a causa della scarsa cementazione e dell'abbondante presenza di clasti argillosi.

Di ventitré campioni, infatti, solo tre hanno retto alle operazioni di taglio e smerigliatura senza una preventiva inglobazione in resina.

Le sezioni sottili sono poi state osservate al microscopio ottico con l'aiuto della Dottoressa CASTELLANO per lo studio petrografico della porzione silicoclastica delle areniti, e del Dottor GRAZIANO per le osservazioni sulla porzione carbonatica.

CAPITOLO 3: INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

3.1 L'Appennino meridionale

L'Appennino meridionale è una catena a pieghe, *thrust* e falde di ricoprimento (*foreland fold and thrust belt system*), prodotto dall'interazione di alcuni frammenti di placca europea, rappresentati da Sardegna, Corsica e terreni calabresi, e dalla microplacca Apula, costituita dalle successioni di bacini pelagici, piattaforme carbonatiche mesozoico terziarie e dell'area oceanica tra esse comprese, attualmente impilate in catena.

La strutturazione della catena si è articolata in due fasi fondamentali, una del Miocene inferiore e una del Miocene superiore, distinte per un'importante variazione dello stile tettonico.

La prima fase, del Miocene inferiore, è caratterizzata dalla subduzione della crosta oceanica interposta tra l'Europa e la microplacca Apula. Tale subduzione ha innescato una serie di processi tra cui: vulcanismo calcalkalino in Sardegna; formazione del prisma accrezionale delle Unità Liguridi e Sicilidi; prime deformazioni dei domini appenninici; trasporto orogenico, verso l'avampaese africano, dei terreni del settore settentrionale dell'Arco Calabro insieme ai frammenti della sutura ofiolitica eo-alpina; accrezione dei terreni del settore meridionale dell'Arco Calabro (Aquitaniense inferiore-Burdigaliano medio (secondo BONARDI *et alii*, 2003)); innesco della rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso; apertura dei bacini di retroarco più occidentali: Alboran, Valenzia e Provenzale e nord Algerino.

La seconda fase, avviatasi nel Tortoniano superiore (PATACCA & SCANDONE, 1989) è stata caratterizzata da importanti distensioni lungo il margine occidentale della catena appenninica e nel nord e ovest dell'area tirrenica. Tali distensioni hanno comportato: la dissecazione del margine Sardo-Corso; la cessazione del vulcanismo calcalkalino in Sardegna; l'intrusione di batoliti granitici e l'apertura del Tirreno (PATACCA & SCANDONE, 1989; GUEGUEN *et alii*, 1998).

L'apertura del Tirreno rappresenta un momento fondamentale nell'evoluzione della catena appenninica, costituendo il momento in cui termina la subduzione s.s. e si innesca una subduzione passiva, *passive sinking*, dello *slab* litosferico (PATACCA & SCANDONE, 1989; MALINVERNO & RYAN, 1986) imputabile secondo alcuni Autori (DOGLIONI, 1992; DOGLIONI, 1995; DOGLIONI *et alii*, 1999 ecc.), alla direzione di immersione dello *slab*.

Per quanto riguarda poi le interpretazioni e le ricostruzioni effettuate dagli Autori sui modelli paleogeografici, le attribuzioni di alcune successioni ai diversi domini paleogeografici, e le ricostruzioni dell'assetto strutturale della catena esistono importanti divergenze che sono state brevemente descritte nei capitoli successivi.

3.2 Assetto strutturale dell'Appennino meridionale

Un importante contributo alla conoscenza delle strutture profonde dell'Appennino è stato fornito dalle numerose sezioni sismiche e dai dati di pozzi profondi, realizzati dall'industria petrolifera, che, integrati con i dati di superficie, hanno consentito di ricostruire geometrie e strutture sepolte.

PIERI (1966) ha segnalato, per la prima volta, l'esistenza, nel pozzo profondo Trevi-1 a 3448 m di profondità, di calcari detritici organogeni di età miocenica, sovrastati tettonicamente da una potente successione triassico-giurassica (0-2188 m) a sua volta accavallata ad una successione triassico-cretacica (2188-3448 m) (Pieri, 1966).

Studi successivi hanno consentito il riconoscimento, al di sotto della catena affiorante, la catena appenninica s.s. (CARBONE & LENTINI, 1990), caratterizzata da numerosi e importanti accavallamenti, di una struttura ribassata verso ovest e debolmente inclinata verso S-W, con inclinazioni crescenti verso SW sino a oltre 10° (DOGLIONI & MARIOTTI, 2000): la catena apula (CARBONE & LENTINI, 1990) o neocatena di BOCCALETTI *et alii* (2005) (figura 7).

Le due catene si sarebbero poi sovrapposte, in seguito ad un importante sovrascorrimento, certamente non più antico del Pliocene inferiore (MOSTARDINI & MERLINI, 1988; SELLA *et alii*, 1988 e CASERO *et alii*, 1988). Tale sovrascorrimento ha prodotto una zona di *melange* di spessore variabile da svariate centinaia di metri a più di un chilometro (SHINER *et alii*, 2004) costituita da argille (*mudstones*) e siltiti di mare profondo del Miocene-Pliocene inferiore, intensamente deformate, con inclusi blocchi di materiali derivanti dall'alloctono sovrastante. Si tratta, cioè di una mistura di depositi di avanfosse mio-plioceniche, incorporate con i terreni dell'orizzonte di scollamento basale che costituisce un importante orizzonte, chiaramente riconoscibile nei profili sismici.

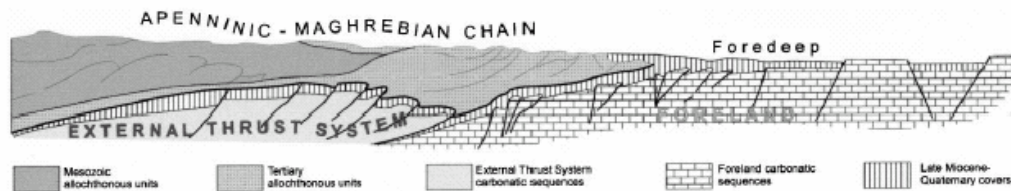


Figura 7: Sezione schematica orientata SW-NE dell'Appennino meridionale, in cui è evidente la struttura *duplex* a scala regionale, con al letto la catena apula (*external thrust system* e avanpaese apulo) ed al tetto il cuneo alloctono della catena appenninica s.s., da LENTINI *et alii* (2002).

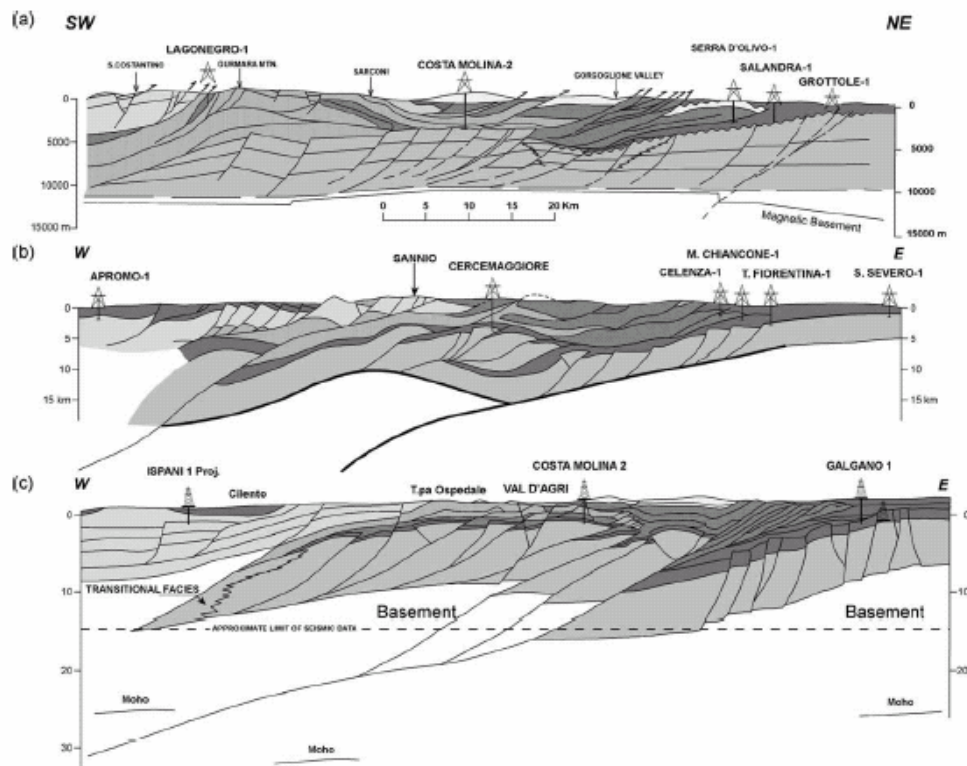
3.2.1 La catena apula

La catena apula costituisce l'ossatura sepolta della catena, deriva dalla deformazione della porzione occidentale del domino apulo (CELLO & TORTORICI, 1989 e CARBONE & LENTINI, 1990).

Si riconosce nei profili sismici come un livello continuo al di sotto di una zona di taglio principale, posta a profondità di circa 2.000 m (AGIP, 1977; MOSCARDINI & MERLINI, 1986...) o comunque variabili da 1.500 m sino a 6.000 m (PATACCA & SCANDONE, 2003). Pozzi scavati nell'avanpaese hanno consentito di ricostruire una successione carbonatica meso-cenozoica, sovrapposta in *unconformity* alla sequenza silicoclastica di età Permiano medio-Triassico (pozzi Puglia e Gargano 1) ed al basamento, talora debolmente metamorfico (pozzo Gargano1).

Nella zona lucana i depositi carbonatici meso-cenozoici sono ricoperti da depositi paleogenici e miocenici e da depositi di avanfossa del Pliocene inferiore, come emerge dai dati di pozzo (Tursi 1, Castellana 1, Tempa Rossa, Rotondella 4) e dai dati di affioramento di scaglie tettoniche profonde estruse quale il Monte Alpi.

L'interpretazione dello stile deformativo della catena apula è controverso: in particolare, esistono almeno tre differenti interpretazioni di sezioni sismiche, proposte da MOSTARDINI & MERLINI (1986); CASERO *et alii* (1988); MENARDI-NOUGUERA & REA (2000); interpretazioni messe a confronto da SHINER *et alii* (2004) (figura 8).



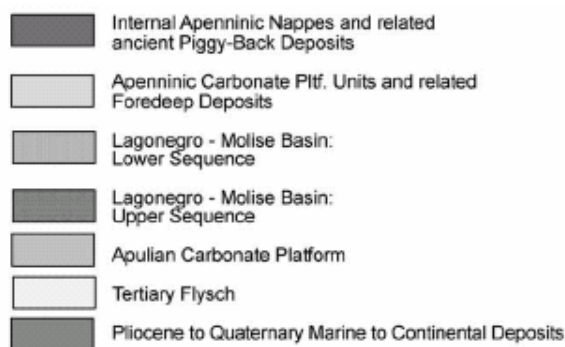


Figura 8: Interpretazioni delle sezioni sismiche dell'Appennino meridionale proposte dai differenti Autori: a) MOSTARDINI & MERLINI (1986), b) CASERO *et alii* (1988), CASERO *et alii* (1991) e c) MENARDI-NOUGUERA & REA (2000) da SHINER *et alii* (2004).

L'interpretazione fornita da **MOSTARDINI & MERLINI (1986)** (figura 8a) suggerisce un modello di tipo *thin skinned*, in cui il basamento non viene coinvolto nella formazione delle strutture compressive della catena apula.

La catena apula è caratterizzata da *thrust* a basso angolo con piccole dislocazioni (<5 Km).

Determinante, in tale modello, è il ruolo svolto dall'orizzonte di scollamento, rappresentato dalle Anidridi di Burano (MARSELLA *et alii*, 1995); responsabile della separazione delle coperture sedimentarie dal basamento.

Modelli di semplici deformazioni di tipo *thin skinned* sono accettati anche da MAZZOTTI *et alii* (2000) e da PATACCA *et alii* (2001) e da SCROCCA *et alii* (2005).

CASERO *et alii* (1988) e ROURE *et alii* (1991): (figura 8b) accettano il modello *thin skinned* con un orizzonte di scollamento localizzato all'altezza della Formazione delle Anidridi di Burano per i domini più occidentali; considerano la zona di *melange* miocenico come un secondo orizzonte di scollamento tra la catena apula e la catena appenninica, e riconoscono grandi dislocazioni orizzontali (10-15 Km), trasferite dalla zona di scollamento profonda a quella superficiale, attraverso una serie di rampe a basso angolo (di circa 30°) che tagliano la piattaforma Apula, ancora legata al basamento, creando strutture *duplex*.

Le sezioni proposte da **MENARDI NOGUERA & REA (2000)** (in accordo con **MAZZOLI *et alii*, 2000**) (figura 8c), infine, mostrano una mistura di stili tettonici *thick* e *thin skinned*; *thin skinned* ad ovest e *thin skinned* ad est.

Thin skinned per la catena appenninica s.s., e *thick skinned* per la catena apula. Lo stile deformativo *thick skinned* comporta bassi rigetti, le rampe sono spesso costituite da preesistenti strutture di basamento riattivate ed invertite durante la compressione.

I modelli *thick skin* per la catena apula, sono frutto dell'interpretazione del decremento della velocità delle onde P registrato alla base dell'orizzonte apulo (MAZZOLI *et alii*, 2000), come testimonianza di una copertura terrigena sul basamento cristallino ercinico, e non come testimonianza di un orizzonte di scollamento (PATACCA & SCANDONE, 2003).

La metodologia alla base di tali ricostruzioni è l'interpretazione di sezioni sismiche, le cause della varietà di modelli proposti dagli Autori, nonostante la metodologia comune, è legata alla scarsa qualità dei profili sismici, com'è tipico per i profili acquisiti in zone compressive. A tale prima difficoltà, poi in Appennino, si associano le forti variazioni topografiche, l'estrema variabilità della geologia di superficie, le strutture complesse caratterizzate da immersioni ripide, le forti variazioni laterali di velocità delle onde sismiche che riducono ulteriormente la qualità del dato.

In Appennino, infatti, dati di buona o moderata qualità, si ottengono da acquisizioni effettuate sotto i depositi *flyschoidi* miocenici, mentre dati di scarsa qualità, si ottengono da acquisizioni effettuate sotto i carbonati appenninici o di intermedia qualità da acquisizioni effettuate sotto i terreni del bacino di Lagonegro.

Non mancano tentativi di affiancare alla sismica altre metodologie geofisiche, quali ad esempio, metodologie gravimetriche (ENDIGNOUX *et alii*, 1989) e magnetiche (ARISI-ROTA & FICHERA 1985) per la ricostruzione delle strutture profonde della catena.

ARISI-ROTA & FICHERA, 1985 ad esempio, ritengono una tettonica di tipo *thick skinned* compatibile con le ricostruzioni del basamento magnetico della catena apula.

ENDIGNOUX *et alii* (1989) integrando e confrontando i dati sismici e i dati gravimetrici ritengono concordante ad un modello di tipo *thick skinned* i dati di geometria della Moho.

SCROCCA *et alii* (2005) ritengono invece, sulla base dei dati di geometria della Moho integrati e dei dati gravimetrici, incompatibili gli assetti crostali e litosferici derivati dalla geofisica con i modelli *thick skinned*.

I terreni "autoctoni" di avanpaese della catena apula sono in affioramento nel Gargano e nelle Murge, i carbonati, sovrastati da depositi terrigeni, a causa della deformazione flessurale, sono ribassati verso SW da faglie dirette a gradinata e formano una struttura omoclinalica debolmente inclinata verso la catena che genera la depressione strutturale della fossa Bradanica, la più giovane avanfossa dell'Appennino meridionale (Pliocene e Pleistocene).

La strutturazione della neo-catena viene suddivisa da BOCCALETTI *et alii* (2005) in due stadi evolutivi: un primo stadio del Pliocene inferiore caratterizzata da *thrusting* sia pellicolari che profondi e dal sovrascorrimento della catena appenninica sulla catena apula ed un secondo stadio del Pliocene superiore-Pleistocene caratterizzato da deformazioni transpressive e con faglie trascorrenti destre con direzione N-S e sinistre con direzione E-W, particolarmente importanti in Appennino meridionale, dove sono ipotizzabili rotazioni dei blocchi compresi tra tali strutture.

Va infine sottolineato che la nascita della catena apula (neo-catena o catena litosferica BOCCALETTI *et alii*, 2005) comporta un forte sollevamento della catena appenninica s.s. con conseguente forte erosione della paleocatena e variazioni delle modalità di riempimento dell'avanfossa, riempimento che assume il carattere di molassa, (deposito di bacino poco profondo).

3.2.2 La catena appenninica s.s.

La catena appenninica s.s. è un *thrust system* costituito da una serie di falde che hanno deformato ed impilato i vari domini paleogeografici pre-miocenici, le coperture mioceniche e i depositi di avanfossa ad essi associati.

Strutturalmente, la catena appenninica, oltre a comprendere le unità tettoniche alloctone derivanti dalla deformazione delle alternanze di piattaforme e bacini, è costituita anche dai resti del complesso accrezionale liguride (BONARDI *et alii*, 1988a; OGNIBEN, 1969), connesso alla subduzione dei domini più interni su crosta oceanica e/o crosta continentale assottigliata.

Lo stile deformativo è di tipo *thin skinned*, senza coinvolgimento del basamento; in pratica i vari domini paleogeografici sono stati completamente scollati dal substrato di appartenenza e sono stati trasportati verso l'avampaese e deformati da pieghe e *thrust* con rigetti molto più importanti rispetto a quelli oggi riconoscibili per la catena apula.

L'orizzonte di scollamento è probabilmente costituito dalle evaporiti o dalle dolomie bituminose triassiche, cioè da orizzonti a "competenza" inferiore rispetto a quella dei terreni circostanti; che consentono alle porzioni di crosta ad essi sottostanti di essere eliminati con la subduzione.

I principali elementi strutturali esistenti in catena sono: *overthrust* regionali con geometrie piatte, *thrust*, faglie dirette immergenti ad est e ad ovest e *back thrust*, faglie *strike slip* e faglie di scollamento (LENTINI *et alii*, 2002, figura 9).

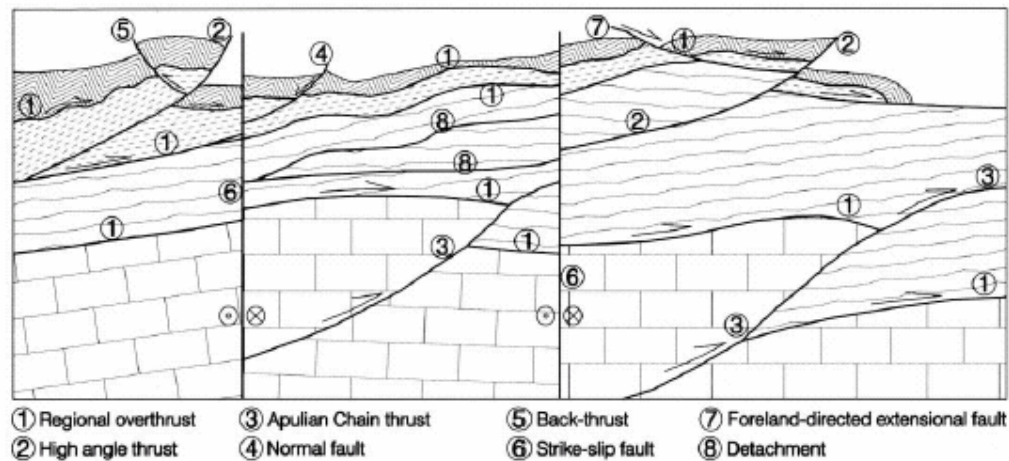


Figura 9: Principali elementi strutturali osservabili in catena da LENTINI *et alii* (2002).

In particolare gli *overthrust* rappresentano superfici regionali separanti unità tettoniche diverse, direttamente connesse al trasporto tettonico e che sovrappongono unità tettoniche più interne sulle unità esterne; *thrust* con geometrie listriche o di tipo *ramp flat* interessano le singole unità tettoniche; le faglie normali possono formarsi alle spalle dei *thrust* oltre che nelle fasi distensive successive; infine, le principali faglie trascorrenti, che sbloccano i vari settori dell'Appennino (Appennino settentrionale, Appennino

meridionale, Arco Calabro) ma anche aree a differente evoluzione del medesimo settore di catena, come ad esempio la trascorrente della valle del Sele (PERRONE, 1981).

Il modello evolutivo della catena prevede la formazione di *thrust* in sequenza con meccanismo di tipo *piggy-back*, ovvero: i *thrust* più giovani si formano a letto di quelli precedenti, i quali, disattivati e ruotati, vengono passivamente trasportati dai *thrust* di più recente attivazione; pertanto, secondo tale modello, gli elementi geometricamente più alti sono stati deformati per primi e dovevano essere appartenuti ai domini paleogeografici più interni.

Tutto ciò è generalmente vero per la catena appenninica, anche se esistono numerose eccezioni rappresentate dai *thrust* fuori sequenza, cioè di *thrust* che tagliano e ripiegano *thrust* pre-esistenti, rendendo difficoltose le ricostruzioni di geometrie e tempi, e *back thrust* cioè *thrust* caratterizzati da un'immersione opposta rispetto alle immersioni regionali che creano invece problemi di tipo prevalentemente geometrico.

La catena appenninica, intesa ora nella sua accezione più ampia di catena appenninica s.s. più catena apula, si colloca in un'area caratterizzata da un'evoluzione geodinamica estremamente complessa quale è quella dell'area mediterranea.

In tale contesto si colloca la subduzione *west directed* della placca apula al di sotto la placca europea, subduzione lungamente documentata negli anni 1970-90 da dati geofisici e vulcanologici.

Il termine *west dipping* utilizzato da numerosi Autori, tra cui MONGELLI *et alii* (1975) SCANDONE (1980), MALINVERNO & RAYAN (1986) ecc., andrebbe sostituito come suggerito da DOGLIONI (1992) con *west directed*, in quanto l'ovest non è l'immersione vera e propria dello *slab* appenninico, che, essendo arcuato, presenta immersioni differenti variabili da sud est nell'Appennino settentrionale, ovest sud ovest in quello meridionale e nord est nell'Arco Calabro.

E'importante soffermarsi sull'immersione dello *slab* in quanto DOGLIONI (1992) ha osservato che i *thrust belt* associati a subduzioni dirette verso ovest siano differenti dai *thrust belt* associati a subduzioni dirette verso est o nord est (figura 10).

Nel modello proposto da DOGLIONI, le diverse immersioni dello *slab*, oltre a determinare la differente vergenza della catena, possono spiegare molte delle differenti caratteristiche esistenti tra i due tipi di catena risultanti. La chiave di tutto sta nel fatto che la subduzione verso ovest si oppone al flusso del mantello, mentre quella verso est lo segue, di conseguenza nel primo caso il flusso tenderà a spingere lo *slab*, a portarlo in posizione verticale e a farlo arretrare, mentre tenderà a renderlo orizzontale nel secondo caso.

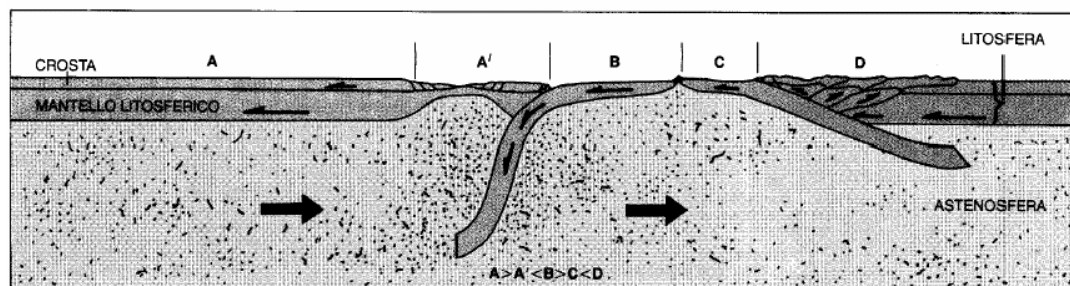


Figura 10: Confronto tra subduzione E-dipping e W-dipping da DOGLIONI (1991).

Tutto ciò comporta, per la catene caratterizzate da subduzione *west directed*, mancata esposizione del basamento, scarso coinvolgimento di crosta profonda e *thrust* pellicolari di tipo *thin skin*, una zona di compressione di dimensioni ridotte rispetto alle catene con

subduzione *est directed* (solo dell'ordine di decine di chilometri), la creazione di bacini di retroarco, rilievi topograficamente poco elevati, avanfosse molto profonde, subduzione poco stabile che, anche a causa dell'esistenza dei bacini di retroarco, tende ad evolvere in un meccanismo di *roll back* in cui le deformazioni continuano, ma cessa la convergenza tra le placche ed infine, grosse anomalie gravimetriche.

3.3 Ricostruzioni paleogeografiche

Nel tempo con il progredire delle conoscenze sull'Appennino meridionale sono state proposte numerose ricostruzioni paleogeografiche differenti, come è chiaramente visibile dall'analisi della letteratura.

DE LORENZO (1886-1904) propone un modello di autoctonia totale. Ricostruisce una successione costituita, dal basso verso l'alto dai terreni cristallini (lagonegresi) comprensivi dei Calcari con Selce e degli Scisti Silicei del Trias medio e delle dolomie del Trias superiore; da successioni calcaree giurassiche e cretache, da calcari eocenici a *Nummulites*, da un *flysch* dell'Eocene superiore-Miocene ed, infine, da depositi plio-pleistocenici (figura 11).

Tale successione, appartenente al dominio tetideo, secondo l'Autore, a partire dal Trias sino all'Eocene, ha subito un forte corrugamento che ha portato alla nascita della catena.

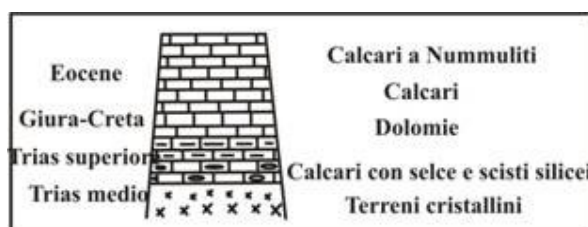
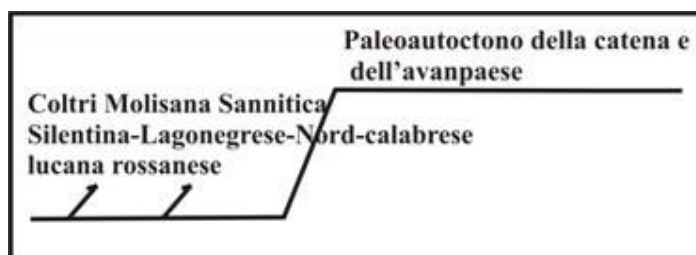


Figura 11: La successione mesozoico-terziaria proposta da DE LORENZO (1886-1904).

SELLI (1957-62) è stato uno dei primi Autori a proporre un modello a falde di ricoprimento per la catena appenninica. Ha riconosciuto nella catena quattro unità strutturali: retroterra tirrenico, catena paleoautoctona, avanfossa e avanpaese. Ha proposto un modello paleogeografico costituito da un sistema ad una piattaforma carbonatica denominata 'paleoautoctono della catena e dell'avanpaese' (figura 12).

Secondo l'Autore, nel Miocene, una depressione tettonica ha originato un'avanfossa nel paleoautoctono, in tale avanfossa, subsidente da ovest verso est, si sono sedimentati quelli che egli ha denominato 'depositi trasgressivi' rappresentati dalle Formazioni di Roccadaspide nel Langhiano inferiore, di Cerchiara nel Langhiano medio, e di Cusano nel Langhiano superiore; cui sono seguiti i depositi torbiditici silicoclastici delle Formazioni del Bifurto e di Capaccio nel Langhiano, e delle Formazioni di Longano e Pietraroja nell'Elveziano. In questa stessa avanfossa, sono poi giunte cinque falde gravitative di provenienza interna (coltre molisana, coltri sannitiche, coltri silentino-lagonegresi-nord calabresi, coltri lucane e rossanesi). Tali coltri che si sono accavallate verso l'avanpaese, sono separate l'una dall'altra dai terreni mesoautoctoni, rappresentati dalla Formazione di Albidona sulle coltri lagonegresi e nord calabresi e dalle Formazioni di Agnone e Tufillo sulle coltri molisane; e sono ricoperte dai terreni neautoctoni della Formazione di Gorgoglione.

Figura 12: Ricostruzione di SELLI (1962) della paleogeografia langhiana.



MANFREDINI (1963) riconosce per l'Italia meridionale cinque unità tettoniche (figura 13): il Cilento, prolungamento meridionale della eugeosinclinale Padano-Ligure-Etrusca; l'Appennino calcareo; la depressione Sud Appenninica, suddivisa in un settore molisano, più settentrionale, generatosi nel Cretacico medio, e un settore Lucano, meridionale, generatosi nel Triassico superiore; la fossa Bradanica e l'Avanpaese pugliese. Il modello proposto prevede, inoltre, limitate deformazioni e l'assenza di falde di ricoprimento.

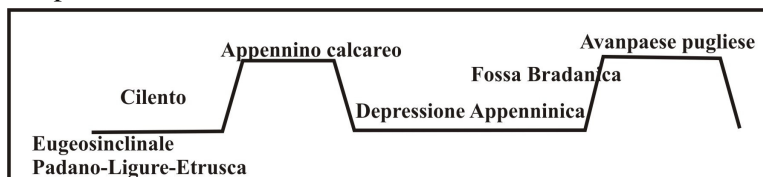


Figura 13: Ricostruzione paleogeografica di MANFREDINI (1963).

GRANDJAQUET (1963) ripropone un modello caratterizzato da un'unica piattaforma carbonatica, con il bacino di Lagonegro in posizione interna (figura 14). I terreni lagonegresi, in accordo con il modello di Selli, sono poi giunti, mediante uno scorrimento, nell'avanfossa neogenica.

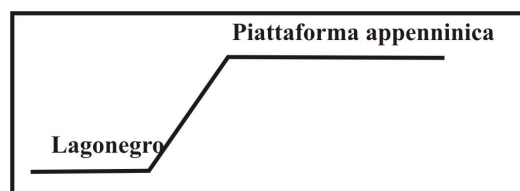


Figura 14: Modello paleogeografico proposto da GRANDJAQUET (1963).

PIERI (1966) riconosce tre zone isopiche: la zona isopica Laziale-Campana in facies di piattaforma carbonatica, la zona isopica Lucana, in facies di bacino, in cui si sono depositi i terreni lagonegresi ed infine, la zona isopica Apulo-Garganica in facies di piattaforma carbonatica (figura 15).

L'Autore riconosce, inoltre, l'esistenza nel Miocene superiore, di sovrapposizioni tettoniche importanti legate a spostamenti tangenziali.

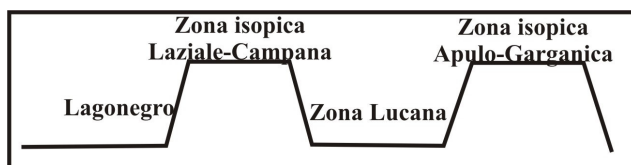
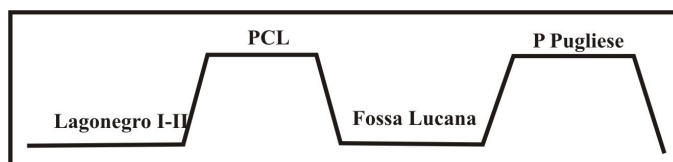


Figura 15: Modello paleogeografico proposto da PIERI (1966).

SCANDONE (1967) riconosce per le successioni lagonegresi due unità: una distale, che ha denominato Unità Inferiore, ed una prossimale, che ha denominato Unità Superiore. L'Autore, inoltre, attribuisce a tali terreni una posizione più interna rispetto alla piattaforma carbonatica Campano-Lucana, ritenendo che, per ragioni tettoniche, i terreni lagonegresi abbiano scavalcato la piattaforma Campano-Lucana posizionandosi tra essa e la piattaforma Pugliese (figura 16).

Figura 16: Modello paleogeografico proposto da SCANDONE (1967).



OGNIBEN (1969) suddivide l'Appennino meridionale in complessi, che dall'interno verso l'esterno sono: il Complesso Post Orogeno (ciclo soprapliocenico, infrapliocenico e

seguenti); Ex Postorogeno (terreni tortoniani e medio pliocenici); il Massiccio Interno o Calabride, con il bacino di Eugeosinclinale (su crosta oceanica) in cui si sono depositi il Complesso Liguride (Eugeosinclinale interna), il Complesso Sicilide (Eugeosinclinale esterna) e il *Flysch* di Gorgoglione; il Complesso Panormide costituito dai carbonati mesozoici e dalle trasgressioni mioceniche ad essi associati; il bacino di Miogeosinclinale, bacino di deposizione dei terreni lagonegresi, impostato su crosta continentale; e la piattaforma Apula (avanpaese) (figura 17).

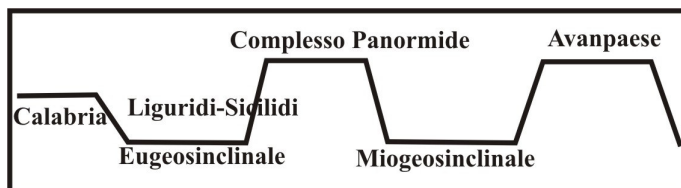


Figura 17: Modello paleogeografico proposto da OGNIBEN (1969).

D'ARGENIO & SCANDONE (1970) propongono un modello costituito da tre piattaforme carbonatiche: la piattaforma Campano-Lucana, la piattaforma Abruzzese-Campana e la piattaforma Apula; e da due bacini intermedi: la fossa Lucana ed il bacino Molisano.

In tale modello i terreni lagonegresi vengono considerati alloctoni e di derivazione interna (figura 18).

Figura 18: Modello paleogeografico proposto da D'ARGENIO & SCANDONE (1970).



SCANDONE (1972), D'ARGENIO *et alii* (1973); IPPOLITO & SGROSSO (1972) IPPOLITO *et alii* (1973); D'ARGENIO & SGROSSO (1974) e numerosi altri Autori della **Scuola Napoletana** propongono per gli anni 1970-75 un modello, frutto di approfonditi studi stratigrafici e sedimentologici sulle unità della catena (piattaforme carbonatiche, bacini pelagici e depositi terrigeni terziari ad essi associati), noto come *Modello Napoletano*.

Tali Autori ipotizzano un sistema caratterizzato dalla presenza di tre piattaforme carbonatiche e quattro bacini pelagici, dall'interno all'esterno: bacino Silentino, piattaforma carbonatica Campano-Lucana, bacino di Lagonegro, piattaforma carbonatica Abruzzese-Campana, bacino Molisano e piattaforma Apula (figura 19).

In tale fase di studi, in seguito a lavori di dettaglio, effettuati sulle successioni lagonegresi e molisane cominciarono a nascere anche alcune tra le prime ipotesi di una parziale continuità tra i bacini lagonegrese e molisano (BRANCACCIO *et alii*, 1979 e D'ARGENIO *et alii*, 1980). Per le piattaforme carbonatiche gli Autori hanno ipotizzato un'evoluzione bistadiale, con uno stadio iniziale di piattaforma epicontinentale ed uno stadio successivo di piattaforma intraoceanica, con conseguente variazione di paleogeografia: due piattaforme separate dal bacino di Lagonegro sino al Trias superiore (fase epicontinentale), e tre piattaforme separate dai bacini lagonegrese e molisano dal Giurassico in poi (fase intraoceanica) (D'ARGENIO, 1970-71; D'ARGENIO & SGROSSO, 1974).

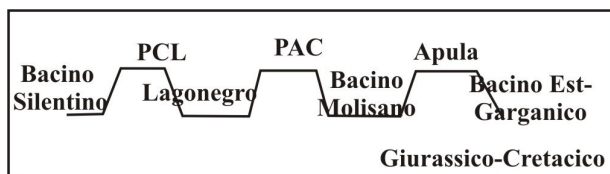


Figura 19: Ricostruzione paleogeografica dell'Appennino meridionale nel Giurassico-Cretacico proposta dalla 'Scuola Napoletana'.

La tetto-genesi, in tale modello, viene suddivisa in fasi: una fase *langhiana* con deformazione della piattaforma Campano-Lucana e di parte del bacino di Lagonegro, con conseguente accavallamento delle due unità paleogeografiche, nascita del bacino Irpino (area di sedimentazione delle principali unità mioceniche dell'Appennino campano-lucano); una fase *serravalliana* caratterizzata da minori deformazioni; una fase *tortoniana* con deformazioni della piattaforma Abruzzese-Campana e del bacino Irpino; ed infine, le fasi *messiniana* e *pliocenica* responsabili del raggiungimento della configurazione attuale dell'edificio appenninico.

Gli Autori fanno ricorso ad un dominio paleogeografico tardivo: il bacino Irpino (COCCO *et alii*, 1972), un bacino impostato in parte sul preesistente bacino di Lagonegro, i cui margini erano costituiti dai domini della piattaforma Abruzzese-Campana ad oriente e dalle coltri langhiane a occidente (figura 20).

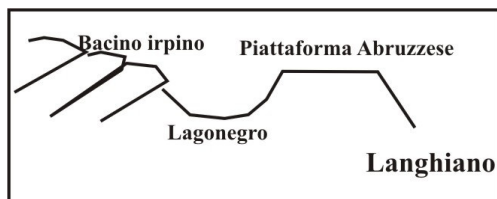


Figura 20: Ricostruzione paleogeografica, proposta dagli Autori della Scuola Napoletana, successiva alla fase tetto-genetica langhiana ed alla impostazione del bacino Irpino (da PESCATORE, 1988 modificato).

Le successioni deposte nel bacino Irpino sono in parte trasgressive concordanti sui depositi del bacino di Lagonegro (porzione più orientale del bacino), in parte discordanti sulle coltri (porzione più occidentale del bacino) e sono costituite dal *Flysch* di Castelvetro, dalle Arenarie di Caiazzo, dal *Flysch* di San Giorgio, dal *Flysch* di San Bartolomeo e dal *Flysch* di Gorgoglione, caratterizzati da un'età compresa tra il Langhiano medio ed il Tortoniano inferiore.

Alla fine del Tortoniano, infatti, il bacino Irpino è stato deformato e sostituito da bacini minori.

PERRONE & SGROSSO (1981) sottolineano l'esistenza di importanti differenze in termini di caratteristiche litologiche di età ed evoluzione, tra i terreni delle successioni mioceniche concordanti affioranti a nord e a sud della valle del Sele; tanto da consentire l'individuazione di un'importante faglia trascorrente, attiva nel Miocene inferiore, tra i due settori. Gli Autori ritengono, inoltre che a sud-est della valle del Sele dovevano essere esistite, oltre ai depositi sinorogeni del bacino Irpino, due differenti successioni mioceniche, una concordante e l'altra discordante, trasgressive sui carbonati della piattaforma Campano-Lucana, per tale ragione istituiscono un nuovo dominio paleogeografico tardivo, successivo al raggiungimento della fase di avanfossa (Oligocene superiore-Aquitano), ma precedente alla fase tetto-genetica langhiana ed all'impostazione del bacino Irpino: il bacino Pre-Irpino in cui si sono depositi i terreni miocenici del secondo ciclo discordante.

SGROSSO (1983) ipotizza l'esistenza di un'ulteriore piattaforma carbonatica: la piattaforma Abruzzese-Molisana, probabilmente affiorante nella Maiella per la presenza di calciruditi torbiditiche serravalliane nei sedimenti miocenici del bacino Molisano, la cui origine non sarebbe attribuibile a nessuna delle due piattaforme note in letteratura, sia per l'eccessiva distanza, sia per il fatto che la piattaforma del Matese al momento della deposizione delle calciruditi fosse sommersa, oltre che per la segnalazione di terreni carbonatici neritici ed in facies di transizione, tettonicamente sottoposti ai sedimenti

mesozoici del bacino Molisano (CIVITELLI & SERVA, 1980). Il modello paleogeografico che ne consegue è un modello caratterizzato dalla presenza di quattro piattaforme carbonatiche: le piattaforme Campano-Lucana, Abruzzese-Campana, Abruzzese-Molisana ed Apulo-Garganica, separate da tre bacini intermedi: i bacini di Lagonegro, Molisano interno e Molisano, cui si associano un bacino interno, il bacino Tirrenico ed un bacino esterno il bacino Est Garganico (figura 21).

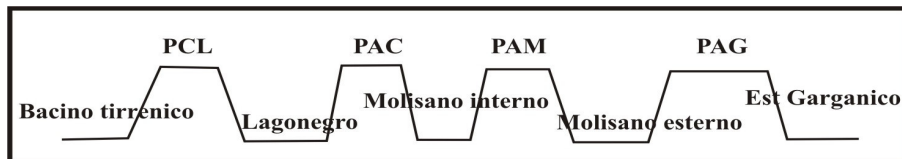


Figura 21: Modello a quattro piattaforme proposto da SGROSSO (1983) PCL piattaforma Campano-Lucana, PAC piattaforma Abruzzese-Campana PAM piattaforma Abruzzese-Molisana e PAG piattaforma Apulo-Garganica.

MOSTARDINI & MERLINI (1986) sulla base di dati geofisici (sezioni sismiche) e di dati di pozzo, propongono un modello caratterizzato da un unico esteso bacino, il bacino Lagonegrese-Molisano, posto tra la piattaforma appenninica e la piattaforma Apula. Gli Autori ipotizzano che la piattaforma Apula sia più articolata rispetto a quanto ipotizzato nei modelli precedenti, per la presenza di un bacino: il bacino Apulo (figura 22) che divide la piattaforma in piattaforma Apula interna ed piattaforma Apula esterna.

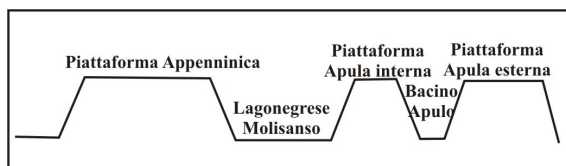


Figura 22 Modello proposto da MOSTARDINI & MERLINI (1986).

SGROSSO (1986-98) riconosce tredici domini paleogeografici articolati in una paleogeografia caratterizzata dall'interno verso l'esterno in: bacino Tirrenico interno, piattaforma Campano-Lucana-Calabrese, bacino Tirrenico, piattaforma Laziale-Campano-Lucana, bacino di Lagonegro, piattaforma Laziale-Abruzzese-Campana, bacino Molisano interno, piattaforma Abruzzese, bacino Molisano intermedio, piattaforma Abruzzese-Molisana, bacino Molisano Esterno, piattaforma Apulo-Garganica, bacino Est-Garganico (figura 23).

L'Autore sottolinea il fatto che, non sempre, tutti i domini paleogeografici sono direttamente osservabili in affioramento. I bacini, in particolare reagendo agli sforzi tettonici in maniera più duttile rispetto alle piattaforme carbonatiche, molto facilmente vengono obliterati dalle piattaforme carbonatiche, o completamente o parzialmente subdotti.

Conferme dell'alternanza di numerose piattaforme carbonatiche e bacini pelagici derivano, secondo l'Autore, dall'esistenza di numerose facies marginali di piattaforma, che per estensione e posizione non possono essere conciliate con i modelli precedentemente proposti, ma, anche e soprattutto, dallo studio dei depositi miocenici ed in particolare, dall'inizio della prima sedimentazione silicoclastica che, essendo legata ad un preciso momento dell'evoluzione della catena è un indicatore del particolare momenti in cui un dominio paleogeografico è interessato dalla tettonogenesi.

Lo studio dei sedimenti miocenici assume, quindi, un ruolo fondamentale per la comprensione dell'Appennino, in particolare, l'Autore sottolinea l'esistenza di due cicli sedimentari miocenici, mediante i quali è stato possibile ricostruire i principali eventi deformativi subiti dai diversi domini con una forte diacronia.

Diacronia legata ad una migrazione spaziale verso est del sistema catena-avanfossa, che coinvolge progressivamente i differenti domini, che divengono avanfossa e ricevono i primi apporti silicoclastici.

Le differenti posizioni occupate nello spazio corrispondono, dunque, ad altrettanti momenti nell'evoluzione della catena, ognuno dei quali presenta condizioni sedimentologiche estremamente differenti.

In appoggio concordante, sui depositi trasgressivi, si ha la registrazione del momento maggiormente significativo nell'evoluzione della catena: il raggiungimento del punto di depocentro dell'avanfossa, caratterizzato da una sedimentazione silicoclastica di tipo arcossica. Tale momento, immediatamente precedente la tetto-genesi, è registrato in tutti i domini paleogeografici deformati; chiaramente, essendo l'avanfossa una depressione legata a flessurazione, cui si associano faglie, i depositi legati a tale momento evolutivo della catena possono, talora, presentare rapporti di *onlap* e *downlap*, a scala locale, con il substrato.

Raggiunta la posizione di avanfossa, iniziano le prime deformazioni compressive, associate alla sedimentazione di depositi silicoclastici, discordanti, caratterizzati dalla presenza di olistoliti ed olistostromi, sia nelle avanfosse deformate sia direttamente sulle falde nei bacini di *piggy-back*. Tali depositi sono dunque, immediatamente posteriori, o in prima approssimazione, sincroni con la prima deformazione, la cui età è appunto compresa tra l'età più alta dei depositi di avanfossa e la più antica dei depositi discordanti.



Figura 23: Modello a sei piattaforme proposto da SGROSSO (1986). I vari domini paleogeografici furono denominati rispettivamente: BTI bacino

Tirrenico interno, BT bacino Tirrenico, BL bacino Lagonegrese, BMI bacino Molisano interno, BM bacino Molisano intermedio, BME bacino Molisano esterno, Best G bacino est Garganico; PCLC piattaforma Campano-Lucana-Calabrese, PLCL piattaforma Laziale-Campano-Lucana, PLAC piattaforma Laziale-Abruzzese-Campana, PA piattaforma Abruzzese, PAM piattaforma Abruzzese Molisana, PAG piattaforma Apulo-Garganica.

BONARDI *et alii* (1988a) in uno studio di revisione sul complesso Liguride separano nettamente le Formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona dalle Unità Liguridi (costituite dalle Unità del Frido, Melange di Episcopia-San Severino, Unità Nord-calabrese) istituendo il Gruppo del Cilento (costituito dalle Formazioni di Pollica, San Mauro, Torrente Bruca e Albidona) datandolo Burdigaliano superiore, ed interpretandolo come un esteso bacino di *piggy back* sulle Unità Liguridi.

PESCATORE (1988) sostiene che i fronti di sovrascorrimento miocenici non sono paralleli ai limiti di facies, e quindi ai domini paleogeografici mesozoici, ma sono divergenti rispetto ad essi, in modo tale che le differenti unità paleogeografiche sono gradualmente e parzialmente interessate dai movimenti tetto-genetici. Il modello paleogeografico proposto dall'Autore prevede dall'interno verso l'esterno, ad una scala di osservazione più ampia: un bacino interno, il bacino Silentino, caratterizzato da una sedimentazione

terrigena già a partire dal Cenozoico inferiore; un dominio di piattaforma carbonatica, la piattaforma Appenninica; un dominio bacinale il bacino Lagonegrese-Molisano, area di sedimentazione anche delle Argille Varicolori del complesso Sicilide di OGNIBEN (1969); ed infine, la piattaforma carbonatica Apula. Tale ricostruzione paleogeografica prevede poi, per la piattaforma Interna, ad una scala di osservazione di maggior dettaglio, una morfologia molto più articolata, caratterizzata da un'alternanza di piattaforme carbonatiche e bacini pelagici di dimensioni inferiori rispetto ai domini paleogeografici principali (figura 24).

In tale contesto paleogeografico si collocano le ricostruzioni dell'evoluzione tettonica della catena.

La storia deformativa della catena, infatti, secondo l'Autore ha preso avvio nel Miocene medio, con una fase tettogenetica che ha interessato il bacino Silentino, la piattaforma Sud Appenninica e il bacino Lagonegrese-Molisano, e ha originato un bacino di avanfossa s.l. il bacino Irpino.

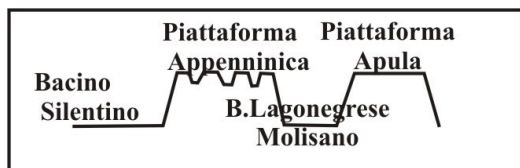


Figura 24: Modello proposto da PESCATORE (1988), caratterizzato da una piattaforma Appenninica particolarmente articolata.

CASERO *et alii* (1988) descrivono le differenti unità tettono-stratigrafiche coinvolte nelle deformazioni Appenniniche, e le Unità ofiolitiche Liguridi (unità oceaniche della Neotetide), costituite da ofioliti tardo giurassiche e sovrastate da una potente successione terrigena cretacico-paleogenica con due *unconformity*, una medio-tardo eocenica (derivante dalla deformazione alpina) ed una che post-data i depositi aquitaniani, testimonianza dell'accrescimento di tali terreni sul prisma appenninico nel tardo Burdigaliano.

Per quanto riguarda le ricostruzioni paleogeografiche gli Autori riconoscono: la piattaforma Occidentale, un unico dominio bacinale, rappresentato dal bacino Lagonegrese-Molisano e la piattaforma Orientale (figura 25).

Gli Autori ritengono, inoltre, che la deformazione dei domini interni, iniziata nel Langhiano sia poi proseguita almeno fino al Pliocene inferiore.

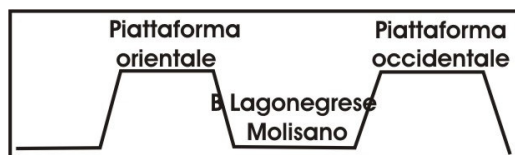


Figura 25: Modello proposto da CASERO *et alii* (1988).

PATACCA & SCANDONE (1989) suddividono la storia deformativa della catena in due fasi distinte: una prima fase, principalmente compressiva, legata alla convergenza continentale, avviatasi a partire dal Cretacico superiore-Oligocene e proseguita sino al Miocene medio, che ha condotto, tra l'altro, alla formazione della catena alpina s.s., e all'avvio della rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso (limite Oligocene-Miocene); ed una seconda fase, iniziata nel tardo Tortoniano, caratterizzata da una brusca variazione del regime tettonico, per l'instaurarsi di un regime distensivo connesso all'apertura del Tirreno. In quest'ultima fase, secondo gli Autori, le deformazioni in Appennino sono imputabili ad una subduzione passiva di Adria sotto Europa, che ha prodotto oltre alla migrazione spazio-temporale del sistema catena avanfossa avanzaese anche la distensione nel Tirreno.

CELLO *et alii* (1990), CELLO & MAZZOLI (1999) propongono un modello in cui paleogeografia pre-miocenica è caratterizzata, a partire dall'interno verso l'esterno: da un

domino bacinale di transizione e/o oceanico (Bonardi *et alii*, 1988a), residuo del margine continentale settentrionale della Neotetide (Unità Calabresi e Complesso Liguride); una piattaforma carbonatica in cui riconoscono facies di transizione e bacini di rango inferiore, rispetto ai domini principali, interpretati come bacini di *pull-apart*; un dominio bacinale, il dominio Lagonegrese-Molisano, attualmente organizzato in un sistema *duplex* con la piattaforma Apula come *footwall*, ed infine, l'avanpaese apulo (figura 26). Sulla base di dati sismici interpretano il Monte Alpi come una culminazione degli *horses* più interni del *duplex* apulo, frutto di un fuori sequenza rispetto al resto dell'edificio sepolto. Propongono (CELLO *et alii*, 1990) inoltre, un'evoluzione cinematica della catena in due stradi, al passaggio dei quali si sarebbe verificata la modifica del moto relativo di Africa rispetto a Europa (a circa 9 Ma) da NNE-SSW a NW-SE, e quattro fasi tettoniche, caratterizzate dalle variazioni di modalità di deformazioni e di accrezione del cuneo tettonico.

Inoltre, nel 1999, propongono un modello analogo al precedente, nel quale parlarono però di tre principali fasi tettoniche (CELLO & MAZZOLI, 1999):

Fase I: Tardo Cretacico-Oligocene, fase di subduzione oceanica, in cui prende luogo la prima fase deformativa caratterizzata dalle condizioni di P/T registrate nel corso delle deformazioni del prisma accrezionario liguride.

Fase II: Oligocene-Tortoniano, fase di obduzione e seguente accrezione del margine continentale, in cui riconoscono due principali sequenze di deformazioni: la prima riguardante il settore interno del margine tetideo meridionale, la fase di obduzione con l'evoluzione della prima avanfossa riconosciuta il bacino del Saraceno (Oligocene superiore-Miocene inferiore) e alla flessurazione della piattaforma interna: la seconda con la deformazione della piattaforma e l'impilamento della stessa sui terreni lagonegresi, connessi con l'evoluzione di una grossa varietà di sistemi di avanfossa includenti Albidona, Irpinia e Daunia.

Fase III: Tortoniano-Quaternario, fase collisionale o post collisionale legata al *rifting* che ha condotto all'apertura del Tirreno.

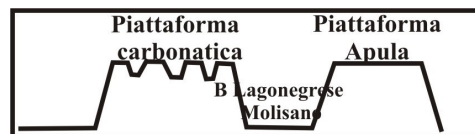


Figura 26: Modello proposto da CELLO *et alii* (1990) e CELLO & MAZZOLI (1999).

PATACCA *et alii* (1990) in uno studio sulle relazioni cinematiche dal Tortoniano superiore tra il Tirreno e l'Appennino propongono un modello a due piattaforme carbonatiche separate dal bacino Lagonegrese-Molisano (figura 27). Ritengono che i principali eventi tettonici si siano realizzati a partire dal Tortoniano, pertanto interpretano come preorogeni tutti i *flysch* dell'Appennino meridionale, riconoscendo una prima avanfossa del Tortoniano superiore con i depositi di Piaggine-Moleta-Pietraraja (Tortoniano superiore), Caiazzo-Torrente Torbido-Treste-Castelvetere-Vallone Fortuso (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore), Annone-Olmi (Messiniano), attribuendo il Matese e l'Alburno-Cervati alla medesima piattaforma carbonatica, interna rispetto al bacino Lagonegrese-Molisano.

Le fasi successive: messiniana-piacenziana con l'avanfossa sui domini Scontrone-Porrara con il *flysch* di Anversa-Castelnuovo, e la fase piacentiana-quaternaria, sono poi responsabili del completamento dell'evoluzione della catena.

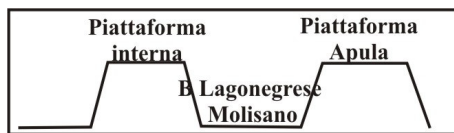


Figura 27: Modello proposto da PATACCA *et alii* (1990).

PATACCA *et alii* (1992) realizzano uno studio a scala regionale sulle quarzareniti Numidiche. Studio che ha consentito agli Autori di confermare l'interpretazione

dell'evento Numidico come un preciso evento deposizionale, sincrono, ad alimentazione africana, indipendente dall'evoluzione della catena, come ipotizzato da PERRONE & SGROSSO (1981). La deposizione è stata controllata dalla topografia del fondo marino e dalla distanza dall'area sorgente. Non si tratta dunque di un *flysch* s.s. in nessuno dei domini paleogeografici esistenti, ad eccezione dell'Alburno-Cervati, in cui tale evento coincide con una fase tettonica. Il deposito, un flusso gravitativo, è caratterizzato da quarzareniti gialle con interstrati grigio marrone di argilliti, le quarzareniti costituite da grani arrotondati con superfici smerigliate e con minerali pesanti stabili, sono precedute da tufiti calcareali, indicanti un'importante attività eruttiva in aree relativamente lontane, probabilmente Sardegna, e da spongoliti calcareo-marnose, imputabili ad una variazione di chimismo delle acque.

Tale evento viene attribuito al Langhiano superiore, per l'appartenenza alla zona a foraminiferi N8 e alla zona a nannoplankton NN4.

La ricostruzione paleogeografica proposta è costituita da un sistema di piattaforme irregolari come forme e non continue da nord verso sud, pertanto lo schema riassuntivo, proposto in figura 28, va considerato con le seguenti limitazioni: la piattaforma del Matese si chiude verso sud unificando i bacini Lagonegrese e Molisano, al contrario il domino Alburno-Cervati così come quello dei Monti della Maddalena e del Foraporta si chiudono verso nord; inoltre, gli Autori ipotizzarono per le falde sannite una posizione interna.

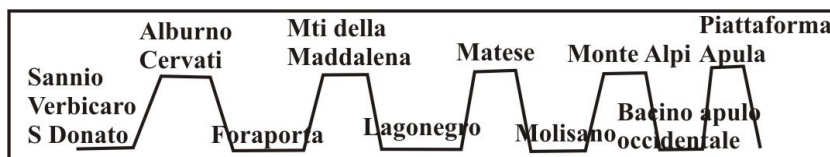


Figura 28: Modello di PATACCA *et alii* 1992.

PATACCA *et alii* (1993) sulla base di osservazioni di tipo stratigrafico e tettonico, propongono una ricostruzione paleogeografica in cui nel Langhiano il dominio più interno doveva essere il Sannio cui dovevano seguire: il bacino di Lagonegro, la piattaforma Occidentale, il bacino Molisano, la piattaforma Apula interna, il bacino Apulo e la piattaforma Apula esterna (figura 29). In tale modello, gli Autori, posizionano, diversamente da quanto avevano fatto nei modelli proposti in precedenza, il bacino di Lagonegro in posizione più interna, interpretando come un fuori sequenza, non più antico del Tortoniano, il *thrust* responsabile della sovrapposizione della piattaforma carbonatica Occidentale sui terreni lagonegresi, per evidenze di campagna e per l'assenza di sedimenti post langhiani nel bacino di Lagonegro, a differenza di quanto, invece, si osserva nel bacino Molisano.

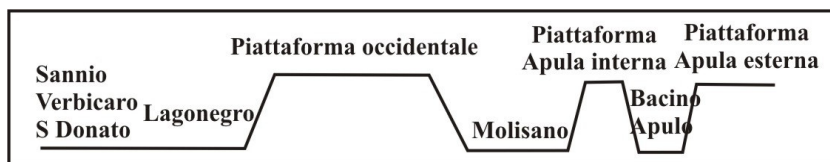


Figura 29: Modello proposto da PATACCA *et alii* (1993).

MARSELLA *et alii* (1992) e MARSELLA *et alii* (1995) interpretano i bacini Lagonegrese-Molisano e Sicilide come un unico bacino profondo localizzato ad occidente della piattaforma carbonatica Appenninica-Apula (figura 30), interpretando i sovrascorrimenti di piattaforma (Monti della Maddalena) su Lagonegro come *thrust* fuori sequenza (*envelopment*), riproponendo un modello paleogeografico molto vicino a quello proposto da SELLI (1962).

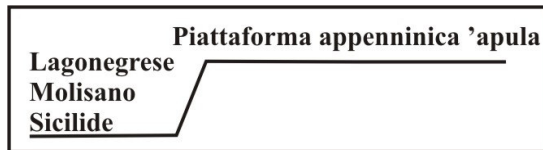
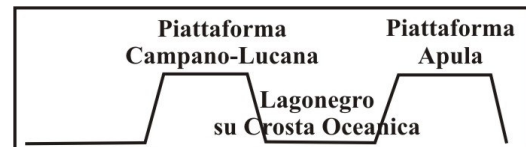


Figura 30: Modello proposto da MARSELLA *et alii* (1992) e MARSELLA *et alii* (1995).

IETTO & BARILARO (1993) propongono un modello a due piattaforme carbonatiche (la piattaforma Campano-Lucana, e l'avanpaese Apulo) separate dal bacino di Lagonegro. Ritengono il bacino di Lagonegro poggiante su crosta oceanica (figura 31) e ipotizzano per i terreni lagonegresi e per parte di quelli di margine di piattaforma, una tetto-genesi precoce di età cretaceo-paleogenica.

Figura 31: Modello di IETTO & BARILARO (1993) che propone il bacino di Lagonegro su crosta oceanica.



MONACO & TORTORICI (1994); MONACO *et alii* (1995); MONACO *et alii* (1998) adottano un modello paleogeografico a due piattaforme carbonatiche, separate dal bacino di Lagonegro. Tale bacino doveva essere caratterizzato da una limitata estensione verso l'attuale sud, come sembrerebbe testimoniare l'assenza di terreni lagonegresi a sud della valle del Sinni.

Gli Autori riconoscono nell'Appennino lucano strutture deformative riconducibili a quattro stadi deformativi: uno stadio A, responsabile della formazione del cuneo di accrezione ligure, del sovrascorrimento del Frido sul *Flysch* Calabro Lucano; uno stadio B sviluppatosi nel corso della collisione continentale, con la deposizione e deformazione dei sedimenti terrigeni oligo-miocenici e la sovrapposizione delle Unità Liguridi sulla piattaforma interna; uno stadio C, comprendente deformazioni trascorrenti; uno stadio, D, comprendente le ultime deformazioni distensive della catena legata al *duplexing* dei carbonati apuli.

CIARAPICA & PASSERI (1998) in una ricostruzione della paleogeografia meso-cenozoica dei domini dell'Appennino meridionale, propongono un modello paleogeografico estremamente articolato costituito da due insiemi di piattaforme carbonatiche: le piattaforme carbonatiche appenniniche e le piattaforme carbonatiche apule, separate da un unico esteso dominio bacinale: il bacino Lagonegrese-Molisano.

Tali insiemi di domini piattaforma si presentano estremamente articolati al loro interno per la presenza di numerosi bacini intrapiattaforma. L'insieme delle piattaforme appenniniche viene posizionato in una fascia orientata SW-NE posta tra il bacino pelagico Nord Appenninico e quello Lagonegrese-Molisano. In tale ricostruzione, dunque, tutte le piattaforme carbonatiche sono in contatto con il bacino Lagonegrese-Molisano, che costituisce, a sud dei domini carbonatici, l'unico grande dominio paleogeografico esistente (figura 32).

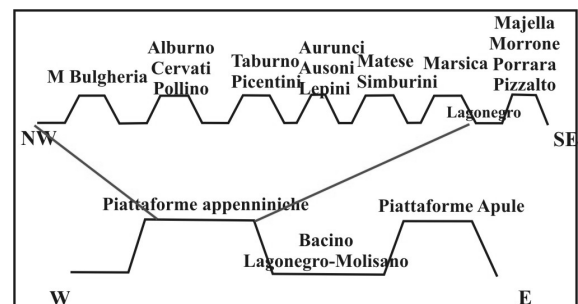
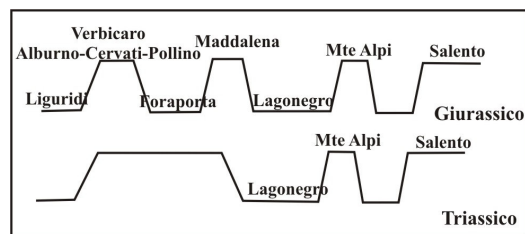


Figura 32: Modello proposto da CIARAPICA & PASSERI (1998).

VAN DIJK *et alii* (2000) realizzano uno studio di dettaglio sul Monte Alpi, di cui ritengono l'appartenenza al dominio di piattaforma carbonatica più esterno, sulla base del rilevamento di dettaglio e dello studio sulle fratture. Sostengono che esso sia affiorante in



finestra tettonica e adottano un modello paleogeografico caratterizzato da tre piattaforme nel Trias e quattro piattaforme a partire dal Giurassico (figura 33).

Figura 33: Modello proposto da VAN DIJK *et alii* (2000).

ARGNANI (2000-2005) sostiene, sulla base di evidenze geofisiche, l'esistenza dello *slab*, costituito da litosfera oceanica, sino a profondità di circa 500 Km e con elevate inclinazioni (70°). Di conseguenza, l'Autore ritiene che debba essere esistito un dominio oceanico posto ad occidente della piattaforma Apula, e che i depositi dei bacini Lagonegrese ed Imerese-Sicano appartengano a tale oceano, differenziandosi dai sedimenti di bacino oceanico della Tetide alpina (terreni delle Unità Liguridi e Sicilidi) (figura 34).

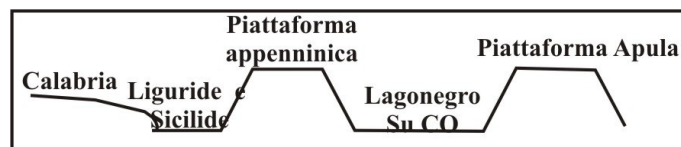


Figura 34: Modello ARGNANI (2000-2005) in cui viene ipotizzata la natura oceanica del bacino di Lagonegro.

CIARAPICA & PASSERI (2002) ritengono, sulla base del confronto tra le successioni dei bacini Tosco-Umbro-Marchigiano e Lagonegrese-Molisano, da cui emergono spiccate differenze evolutive, che essi debbano essere appartenuti a due differenti rami oceanici, in particolare, il bacino Tosco-Umbro-Marchigiano alla Neotetide alpina, mentre, il bacino di Lagonegro ad un ramo relitto della Paleotetide, ritenendo, dunque, in accordo con IETTO e BARILARO (1993), che il bacino di Lagonegro fosse impostato almeno in parte su crosta oceanica.

PATACCA & SCANDONE (2004) e SCANDONE *et alii* (2004) sulla base di dati dei pozzi, realizzati per fini petroliferi in Italia meridionale, in cui viene evidenziato come le Unità Lagonegresi siano sistematicamente alla base delle Unità Alburno-Cervati e Monti della Maddalena e sovrastino le Unità della piattaforma Apula, ritengono il bacino di Lagonegro in posizione intermedia tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Apula (figura 35). Inoltre, per il fatto che le falde sannite sovrastano le falde Molisane (Tufillo-Serra Palazzo e Daunia), ipotizzano l'esistenza di un unico dominio bacinale, il bacino Lagonegrese-Molisano, molto più ampio a sud che a nord, dove, invece, doveva esistere un assetto paleogeografico più articolato caratterizzato da una terza piattaforma intermedia: quella dei Simburini-Matese (figura 35).

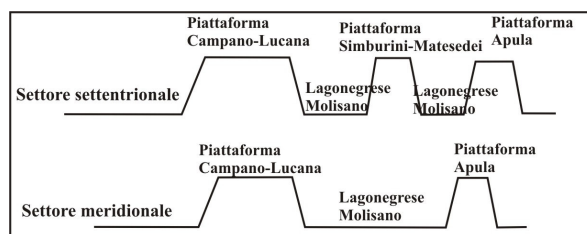


Figura 35: Modello proposto da PATACCA & SCANDONE (2004) e SCANDONE *et alii* (2004).

3.3.1 Considerazioni sulle ricostruzioni paleogeografiche

Il confronto tra le ricostruzioni paleogeografiche, proposte dai vari Autori, consente alcune osservazioni sui criteri che hanno condotto alla formulazione di modelli spesso, in apparenza, estremamente differenti tra loro.

Nel tempo si è passati da ricostruzioni paleogeografiche caratterizzate da modelli in cui tutti i terreni carbonatici venivano attribuiti ad un'unica estesa piattaforma carbonatica 'la piattaforma Appenninica' (SELLI, 1962; GRANDJAQUET, 1963), a modelli a due (MANFREDINI, 1963; PIERI, 1966; SCANDONE, 1967; OGNIBEN, 1969; PESCATORE, 1988; CASERO *et alii*, 1988; CELLO *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1990; IETTO & BARILARO, 1993; ARGNANI, 2000 ecc) tre (D'ARGENIO e SCANDONE, 1970; SCANDONE, 1972; IPPOLITO *et alii*, 1973; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO & SGROSSO, 1972; D'ARGENIO & SGROSSO, 1974; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA *et alii*, 1993; CIARAPICA & PASSERI, 1998; VAN DIJK *et alii*, 2000; ecc) o più (SGROSSO, 1983; SGROSSO, 1986; SGROSSO, 1998; PATACCA *et alii*, 1992) domini di piattaforma separati l'uno dall'altro da bacini più o meno profondi ed estesi, anche se non mancano modelli, relativamente recenti, che ritornano al modello ad una piattaforma (MARSELLA *et alii*, 1992; MARSELLA *et alii*, 1995).

L'attribuzione dei terreni carbonatici a più piattaforme distinte viene realizzata in seguito a studi stratigrafici e sedimentologici di dettaglio effettuati direttamente sulle successioni di piattaforma, ma anche, e soprattutto, sui sedimenti miocenici delle trasgressioni preorogene e sinorogene.

Ad esempio: PESCATORE *et alii* (1969) riconobbero una diversa evoluzione miocenica della zona silentino-lucana e della Penisola Sorrentina rispetto a quella del Matese-Camposauro e del Monte Maggiore, diversa evoluzione che gli Autori imputarono ad una paleogeografia pre-miocenica più articolata di quanto ipotizzato sino ad allora e caratterizzata dalla presenza di due diverse piattaforme carbonatiche, una da cui sarebbero derivati i carbonati della zona Silentino-Lucana e della Penisola Sorrentina ed una da cui sarebbero derivati i carbonati del Matese-Camposauro e del Monte Maggiore, separate da un bacino intermedio (bacino di Lagonegro).

Conferme dell'esistenza di almeno due piattaforme derivarono dai successivi studi di D'ARGENIO & SCANDONE (1970), incentrati sulle successioni carbonatiche, in cui gli Autori evidenziarono una differente evoluzione dei depositi carbonatici delle due piattaforme individuate da PESCATORE *et alii* (1969). La piattaforma più esterna o adriatica, presentava, infatti, una ben evidente lacuna medio cretacea, spesso marcata dalla presenza di livelli bauxitici, assente, al contrario, nella piattaforma più interna.

Ulteriori domini di piattaforma carbonatica, separati l'uno dall'altro da domini bacinali, sono stati riconosciuti con il procedere degli studi mediante: il riconoscimento di facies di transizione da piattaforma a bacino, tettonicamente sottoposte ai sedimenti del bacino Molisano (CIVITELLI & SERVA, 1980), o il passaggio da facies carbonatiche di piattaforma a facies di bacino (bacino Molisano) nel Matese settentrionale (PESCATORE, 1965; SGROSSO & TORRE, 1968) per i terreni affioranti, e da interpretazioni di sezioni sismiche (bacino Apulo di MOSTARDINI & MERLINI, 1986) e di dati di pozzo (PIERI, 1966) per i bacini sepolti.

Ed infine, numerosi altri domini paleogeografici sono stati individuati sulla base delle differenti evoluzioni mioceniche (SGROSSO, 1986; 1998 ecc).

Le differenti interpretazioni sono spesso legate al fatto che alcuni bacini sono caratterizzati da dimensioni ridotte, e pertanto, vengono considerati domini paleogeografici s.s. solo da alcuni Autori. Un esempio è costituito dal bacino di Foraporta ritenuto un vero e proprio bacino, anche se di dimensioni ridotte, da BONI *et alii* (1974), PATACCA & SCANDONE (1987), SGROSSO (1983), SGROSSO (1986-89), PATACCA *et alii* (1992), ed interpretato come la zona di transizione esterna della piattaforma Campano-Lucana da D'ARGENIO & SCANDONE (1970), SCANDONE (1972), IPPOLITO *et alii* (1973), MOSTARDINI & MERLINI (1986), CASERO *et alii* (1988)...., o come zolle inglobate nelle coltri lagonegresi da SELLI (1962).

Il bacino Apulo di MOSTARDINI & MERLINI (1986) (o bacino Molisano esterno di SGROSSO, 1983, 1986, 1988) completamente sepolto tra le piattaforme Apule interne ed esterna ed è deducibile solo da sezioni sismiche (MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

Una paleogeografia più articolata e caratterizzata dall'alternanza di piattaforme e bacini di dimensioni ridotte, rispetto ai domini principali, ad occidente del bacino di Lagonegro fu proposta da PESCATORE (1988) e da CELLO *et alii* (1990), e CELLO & MAZZOLI (1999), che riconobbero l'esistenza di facies di transizione e bacini di rango inferiore.

In conclusione: i criteri utilizzati dagli Autori per distinguere i differenti domini paleogeografici sono stati e sono: *i)* posizione e rapporti geometrici con i terreni circostanti, secondo il principio per cui, in assenza di complicazioni strutturali, *back thrust* e *thrust* fuori sequenza, i terreni in posizione geometrica più elevata devono essere appartenuti a domini paleogeografici più interni; *ii)* individuazione, nelle successioni carbonatiche, di *facies* di transizione a bacino; *iii)* età della prima sedimentazione silicoclastica, che ringiovanisce dai domini più interni verso quelli più esterni.

In conclusione dunque, tenuti in considerazione i dati di letteratura ed i criteri utilizzabili per le ricostruzioni paleogeografiche, differenti modelli paleogeografici sono, talvolta, imputabili alle differenti terminologie adottate dai differenti Autori: spesso, infatti, quelle che per alcuni Autori sono insiemi di piattaforme carbonatiche e bacini, vengono raggruppate in un'unica ed estesa 'piattaforma carbonatica articolata' (PESCATORE, 1988; CELLO *et alii*, 1990; CIARAPICA & PASSERI, 1998; solo per fornire alcuni esempi).

3.4 Assetto stratigrafico della catena

3.4.1 Piattaforme carbonatiche

Indipendentemente dal modello paleogeografico, e quindi dal numero di corpi carbonatici differenti riconosciuti, l'evoluzione delle piattaforme carbonatiche appenniniche dal momento della loro individuazione sino al Miocene, prima cioè dell'inizio delle deformazioni che hanno condotto alla strutturazione della catena, presenta caratteristiche comuni con successioni e associazioni di facies carbonatiche estremamente simili (D'ARGENIO & SGROSSO, 1974).

Una piattaforma carbonatica è un corpo sedimentario costituito quasi esclusivamente da rocce carbonatiche, caratterizzato da una sedimentazione di ambiente neritico variabile dall'infralittorale, litorale, al sovrallittorale, che può raggiungere migliaia di metri di spessore e migliaia o decine di migliaia di km² di estensione areale; il ruolo svolto dal tasso di subsidenza è fondamentale, in quanto deve essere in grado di bilanciare il tasso di sedimentazione, per conservare le condizioni di mare basso.

La sedimentazione carbonatica è tipica di acque calde, di zone prive o con limitati apporti terrigeni ed è caratterizzata dalla presenza di una grossa varietà di organismi, talora anche costruttori di scogliere.

Piattaforme carbonatiche attuali, con evoluzione e caratteristiche analoghe a quelle Appenniniche sono, ad esempio, le piattaforme carbonatiche delle Bahamas, Dahlak e Maldive.

Una similitudine molto marcata imputabile, secondo D'ARGENIO (1970-71), ad un'origine comune esiste, in particolare con le piattaforme delle Bahamas. Secondo l'Autore, infatti, le piattaforme appenniniche e quelle bahamiane avrebbero avuto un'origine ed una posizione comune nei mari della Tetide, e solo in seguito all'apertura dell'Atlantico settentrionale si sarebbero separate ed avrebbero subito una differente evoluzione: le piattaforme mediterranee si sarebbero deformate ed impilate in catena, mentre quelle americane, traslate verso occidente, in una posizione climatica ideale per conservare le condizioni necessarie di sopravvivenza, avrebbero continuato la loro evoluzione come piattaforme carbonatiche.

3.4.2 Evoluzione mesozoica delle piattaforme appenniniche

Le facies caratteristiche delle piattaforme carbonatiche appenniniche, riconosciute e descritte da SGROSSO & D'ARGENIO (1974) sono suddivisibili in facies marginali e facies di retroscogliera.

Le facies marginali, sono tipiche di zone ad elevata turbolenza, con litotipi caratteristici quali: biolititi, brecce di scogliera più o meno grossolane (in genere l'unica evidenza di corpi biocostruiti), depositi oolitici, calcareniti gradate, limitate biocostruzioni ad opera di coralli, idrozoi, alghe, o più raramente, rudiste sono frequentemente di tipo *pach reef* (scogliere a *Ellipsactinia* di Capri e del Monte Bulgheria, o depositi marginali della Penisola Sorrentina, Monti di Sapri, Monti della Maddalena, Monte Marzano, Monti Picentini, Monti di Maddaloni, Monti Tifatini, Monte Taburno, Monti di Avella, Matese nord Occidentale...) e la loro massima espansione si è avuta nel Lias e nel Malm.

Le facies di retroscogliera, più tipiche e diffuse, costituiscono la gran parte degli affioramenti carbonatici dell'Appennino, tipiche di ambienti più calmi e a bassa energia e possono presentare numerose sottofacies, esempi di facies di retroscogliera sono rappresentati nei Monti: Pollino, Alburno, Soprano, Chianiello, Motola, Raparo, nel gruppo del Cervati, nei Monti ad est di Sapri, nel Matese orientale...

La successione carbonatica tipo, descritta da D'ARGENIO & SGROSSO (1974) è una successione indicativa valida, con le dovute variazioni locali, come successione di massima per tutte le piattaforme carbonatiche appenniniche (figura 36).

Si tratta di una successione in cui: il Norico affiora estesamente, in facies sub litorale e con frequenti episodi stromatolitici (condizioni litorali e sovralittorali), e *Conchodon* tra i fossili rappresentativi.

Segue un intervallo dolomitico (Infralias), quindi, calcari dolomitici con *Paleodasycladus* (Lias), associati a foraminiferi tra i quali *l'Orbitopsella praecursor* e livelli a grandi lamellibranchi (*Lithiotis*).

Il Dogger è costituito da calcari oolitici, calcareniti e calcilutiti, con microfaune poco significative dal punto di vista biostratigrafico.

Nel Malm si hanno calcilutiti con *Cornubia*, *Cladocoropsis*, *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata*.

Il Cretacico inferiore, è caratterizzato da calcari, calcari-dolomitici con microfacies molto varie e abbondanti, caratterizzate da numerose alghe calcaree e foraminiferi, tra cui: *Miliolidi*, *Cuneoline*, *Orbitoline*, lamellibranchi, e *Diceratidi* che spesso formano strutture di tipo biostromale.

Il Cretacico superiore, ancora calcareo e calcareo dolomitico con *Dicyclina*, *Alveolinides* e Rudiste.

Il passaggio Cretacico inferiore-Cretacico superiore è caratterizzato da una tendenza all'emersione, registrata solo nelle piattaforme più orientali dove è marcata dalla presenza livelli bauxitici, tipici di una fase continentale.

All'emersione medio cretatica segue una trasgressione già nel Cretacico superiore, cui segue un periodo caratterizzato da un'intensa attività tettonica con emersioni diffuse.

Nel Paleocene-Eocene si registra una nuova debole trasgressione, cui segue una successiva emersione caratterizzata da una lacuna di entità variabile dal Cretacico superiore al Paleocene nelle piattaforme interne, e dal Cretacico superiore al Miocene basale in quelle esterne. Una lacuna che, quindi, interessa una periodo di tempo crescente dall'interno verso l'esterno, imputabile, secondo il modello proposto da CIPOLLARI & COSENTINO (1995), ad un piegamento litosferico a larga scala che conserva le condizioni di mare basso, e la conseguente sedimentazione carbonatica solo nei domini interni. Consentendo la deposizione della Formazione di Trentinara, solo nei domini sommersi. La Formazione di Trentinara è una successione carbonatica di circa 100 m di spessore e di età compresa tra il Paleocene superiore-Eocene medio-superiore, affiorante dagli Aurunci sino al Pollino, poggianti sui carbonati senoniani.

Tale formazione, sovrastata dalle Formazioni di Cusano, a nord e di Cerchiara e Roccadaspide a sud, è costituita da calcareniti bioclastiche (*packstone*) ben cementate, con granulometria variabile da media a fine, talora oolitiche, calcilutiti di colore bianco grigiastro con strati di spessore 30-50 cm con livelli di marne verde ocra e subordinatamente calciruditi e conglomerati intraformazionali, costituiti da clasti di dimensioni variabili da 1-2 a 7-8 cm arrotondati, cementate da una marna calcarea verdognola; sono presenti intercalazioni di marne verdi, più frequenti nella parte alta, dove talvolta possono raggiungere spessori di un metro.

Dal punto di vista biostratigrafico la Formazione di Trentinara descritta è caratterizzata da un'abbondanza di foraminiferi bentonici tra cui ricordiamo: *Spirolina*, *Alveolina* e *Miliolidi*; in particolare il livello inferiore è caratterizzato dalla scomparsa di rudistidi, *Cuneolina* e *Dicyclina* e dalla prima comparsa di *Spirolina*, che diventa molto abbondante nella parte alta, mentre il limite superiore è troncato dalla trasgressione miocenica (BARATTOLO *et alii*, 2000).

Dopo la deposizione della Formazione di Trentinara, la piattaforma interna deve aver subito una prolungata emersione, nel corso della quale si sono formate strutture carsiche, poi riempite da sedimenti argillosi rossi di origine chiaramente continentale.

Tali argille, ricche in pisoliti, sono interpretabili come frutto di deposizione in ambiente acqueo, anche se continentale (stagno costiero o lagune paludose); il sedimento inoltre presenta evidenze di almeno due cicli di rimaneggiamento, avvenuti in condizioni ambientali immutate.

L'origine delle argille rosse è ritenuta da BONI (1974) autoctona, esse potrebbero, infatti, secondo l'Autrice, essere il residuo insolubile, poi rielaborato della formazione calcarea sottostante, certamente però non si tratta di *bauxiti* in quanto non sono contenuti, se non in percentuali minime, gli idrossidi di alluminio, minerali tipici della *bauxite*.

Le piattaforme esterne, al contrario devono essere rimaste emerse durante la deposizione della Formazione di Trentinara, sino al sopraggiungere della trasgressione miocenica concordante.

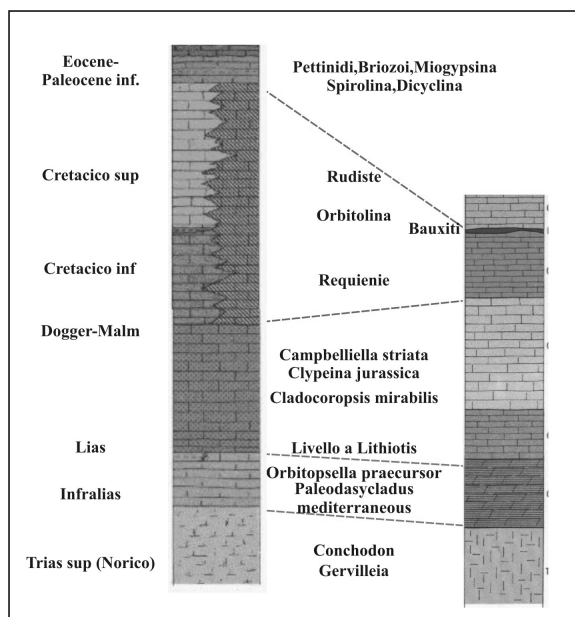


Figura 36: Esempi di successioni carbonatiche pre-mioceniche tipo; la successione più a sinistra indicativa delle piattaforme (o della piattaforma) Interne è tratta dal Foglio 210 Lauria (modificata), la seconda invece è indicativa della piattaforma Esterna (o delle piattaforme esterne) ed è tratta dal Foglio 161 Isernia (modificata).

3.4.3 Successioni bacinali

Nella sezione dedicata alle ricostruzioni paleogeografiche si è già discusso del differente comportamento meccanico delle successioni di piattaforma carbonatica rispetto alle successioni bacinali e delle conseguenti peggiori condizioni di affioramento di queste ultime. Le non buone esposizioni, caratteristiche delle successioni bacinali, sono, spesso la causa delle questioni controverse che le caratterizzano.

Ribadendo la mancanza di accordo tra gli Autori, già a partire dal numero di bacini esistenti, si è scelto di esporre, in maniera estremamente sintetica e schematica, le principali caratteristiche e i principali problemi connessi ad ogni bacino descritto in letteratura, a partire dal bacino più interno e proseguendo verso il più esterno.

3.4.3.1 Bacino Interno

Il bacino Interno, bacino Tirrenico, bacino Silentino o dominio della Tetide (*AUCT.*) è l'unico dominio paleogeografico appenninico certamente impostato su crosta oceanica, come testimoniato dalla Formazione delle Ofioliti di Timpa delle Murge dell'Unità Nord-Calabrese.

Le unità tettoniche derivanti dalle diverse porzioni di tale bacino: le Unità Liguridi, Sicilidi e le Affinità Sicilidi, sono ancora fonte di forte disaccordo nella comunità scientifica.

Le ricostruzioni, sin ora effettuate, collocano in posizione più interna i terreni del Complesso Liguride e in posizioni via via più esterne i terreni ad Affinità Sicilide (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) e i terreni del Complesso Sicilide.

Una prima dettagliata descrizione dei terreni del bacino Interno, fu effettuata da OGNIBEN (1969). L'Autore distinse un Complesso Liguride, una successione continua dal Cretacico all'Oligocene includente *pillows lava*, le Formazioni del Frido e delle Crete Nere, la Formazione del Saraceno e il Gruppo del Cilento; ed un Complesso Sicilide, costituito dal *Flysch* di Nocera, dalle Argille Variegate e dalle Tufiti di Tusa.

BONARDI *et alii* (1988a), distinsero nel Complesso Liguride di OGNIBEN (1969), una porzione inferiore (figura 37) costituita dalle Unità Liguridi, ovvero dai terreni pre-orogeni; ed una porzione superiore, l'Unità del Cilento (Serravalliano-Tortoniano in SGROSSO, 1998), costituita dai depositi di un bacino di *piggy back*, discordanti sul complesso accrezionario liguride, già deformato dal Miocene inferiore (DI STASO & GIARDINO, 2002).

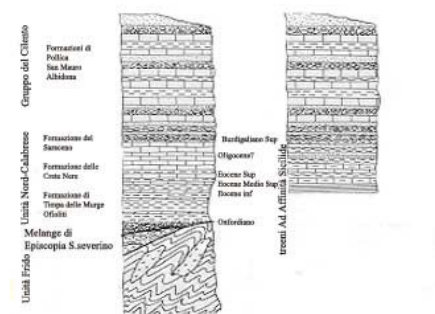


Figura 37: Colonne stratigrafiche del Complesso Liguride proposta da BONARDI *et alii* (1988a).

3.4.3.2 Terreni ad Affinità Sicilide

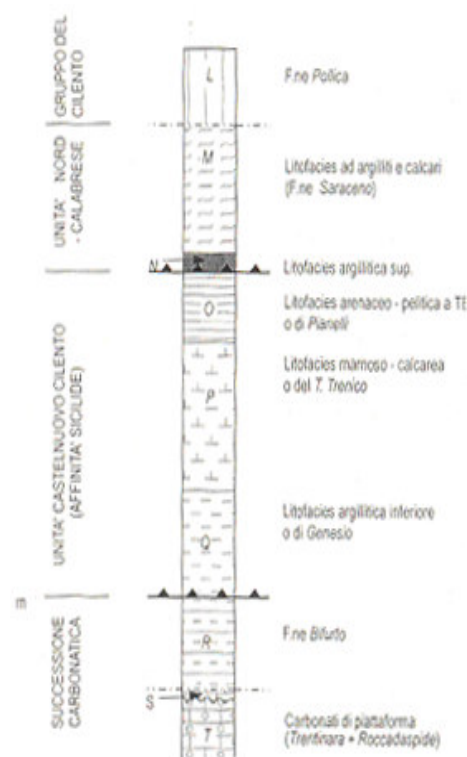
Noti in letteratura con i nomi di terreni ad Affinità Sicilide (BONARDI *et alii*, 1988a) o Parasicilidi (AUCT.) o come “Unità Castelnovo Cilento” CAMMAROSANO *et alii* (2000).

Sono stati distinti in tre membri da CAMMAROSANO *et alii* (2000), che sono dal basso verso l’alto:

Le argilliti di Genesio o litofacies argillitica inferiore, costituita da alternanze di livelli sottili di argilliti varicolorate, marne talvolta silicizzate, siltiti con rari livelli di arenarie silicoclastiche, calcareniti e calcilutiti.

Le Marne e le Calcareniti di Torrente Trenico o litofacies marnoso calcarea, costituita da peliti e marne in strati da medi a molto spessi a base arenitica (Oligocene superiore-Aquitaniense (CAMMAROSANO *et alii*, 2000).

Arenarie di Pianelli o litofacies arenaceo pelitica a TBT costituita da un’alternanza di arenarie e peliti ben stratificate, in strati sottili e medi (TBT); le arenarie, silicoclastiche sono datate Burdigaliano (CAMMAROSANO *et alii*, 2000).



Per le marcate affinità di facies e di età gli Autori ritengono probabile che i terreni dell’Unità Nord-Calabrese e quelli dell’Unità di Castelnovo Cilento si siano deposte in bacini contigui, o addirittura nel medesimo bacino (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

Per quanto riguarda la posizione relativa tra le due unità, l’Unità Castelnovo Cilento dovrebbe essere derivata da un’area più esterna rispetto all’Unità Nord-Calabrese. (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

Figura 38: Relazione geometrica tra i terreni delle Affinità Sicilidi, l’Unità Carbonatica e l’Unità Nord-Calabrese da CAMMAROSANO *et alii* (2000).

3.4.3.3 Unità Sicilidi

Il Complesso Sicilide di OGNIBEN (1969), le Unità Sicilidi di D'ARGENIO *et alii* (1973), Argille Scagliose o Argille Varicolori (*AUCT.*), sono costituiti da terreni di età variabile dal Cretacico al Miocene inferiore; caratterizzati da facies batiali e dominati dalla presenza di Argille Varicolori (simili al *flysch* ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale). Affiorano diffusamente in vari settori della catena, dalle zone più interne a quelle più esterne.

Tali terreni vengono attribuiti alla porzione esterna del dominio bacinale interno, (OGNIBEN, 1969; AMORE *et alii*, 1988a; SGROSSO, 1988; CASTELLANO *et alii*, 2000...) anche per la presenza di Argille Varicolori al di sopra e all'interno delle successioni mioceniche sin orogeniche poggianti sui carbonati di piattaforma.

Tuttavia, alcuni Autori dissentono da tale interpretazione per il fatto che sulle successioni delle piattaforme carbonatiche più interne e sui terreni del bacino di Lagonegro ci sia sovrapposizione delle sole Unità Liguridi, mentre non riconoscono terreni delle Unità Sicilidi (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), o per il problematico contatto invertito delle Coltri Sicilidi su quelle Liguridi (OGNIBEN, 1969). Per tali ragioni, i suddetti Autori, hanno interpretato le Argille Varicolori come terreni derivanti dal bacino di Lagonegro (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988.....) considerandole una facies distale del *Flysch* Rosso (Cretacico superiore-Miocene inferiore) in contatto stratigrafico sui Galestri, ritenendole, inoltre, un orizzonte di scollamento preferenziale, che, durante la deformazione della catena ne avrebbe consentito la migrazione, insieme ai depositi del *Flysch* Rosso, verso i settori esterni della catena e la sovrapposizione sulle sequenze plio-quadernarie della Fossa Bradanica (MOSTARDINI e MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; CARBONE *et alii*, 1990 ecc.).

3.4.3.4 Bacini esterni

Si tratta di quel o di quei bacini/o poggianti/e su crosta continentale interposti/o tra due o più domini di piattaforma carbonatica.

Come ben noto, non essendoci accordo sul numero delle piattaforme carbonatiche, non può esistere accordo sull'esistenza, il numero e la posizione dei tali bacini interposti tra di esse.

In tale quadro di scarso accordo si è cercato di sintetizzare, per ogni dominio bacinale noto da letteratura, le differenti interpretazioni. Le descrizioni realizzate vanno dai domini più interni a quelli più esterni.

3.4.3.5 Bacino di Foraporta

Il bacino di Foraporta non è univocamente interpretato come un bacino. Molti Autori, infatti, lo considerano, insieme ai Monti della Maddalena, la zona di transizione esterna della piattaforma Campano-Lucana (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; SCANDONE, 1972; IPPOLITO *et alii*, 1973; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988...), o come

zolle inglobate nelle coltri lagonegresi (SELLI, 1962). Solo pochi altri interpretano i terreni dell'Unità Foraporta, come terreni appartenenti ad un dominio bacinale, anche se di dimensioni ridotte, interposto tra l'Alburno Cervati e i Monti della Maddalena (BONI *et alii*, 1974; PATACCA & SCANDONE, 1987; SGROSSO, 1983, 1986-89; PATACCA *et alii*, 1992).

I terreni dell'Unità Foraporta si ritrovano in affioramento lungo i margini meridionale settentrionale e occidentale della finestra tettonica del lagonegrese; sono tettonicamente sovrapposti alle dolomie bianche triassiche dei Monti della Maddalena o direttamente ai terreni lagonegresi e sottoposte, tettonicamente, alla successione carbonatica dell'Unità Alburno-Cervati.

3.4.3.6 Bacino di Lagonegro

Il bacino di Lagonegro è sicuramente un elemento paleogeografico prima, e tettonico, poi estremamente importante, ma è anche fonte di forte disaccordo tra gli Autori.

Si è impostato nel Trias inferiore in seguito ad un *rifting* poi abortito.

Secondo alcuni Autori occupava una posizione esterna, su crosta continentale (OGNIBEN, 1969; SCANDONE, 1972; IPPOLITO & SGROSSO, 1972; IPPOLITO *et alii*, 1973; D'ARGENIO & SGROSSO, 1974; SGROSSO, 1983; PESCATORE, 1988; SGROSSO, 1994; SGROSSO, 1998...), o oceanica (IETTO & BARILARO, 1993), e separava due piattaforme carbonatiche, secondo altri (SELLI, 1962; GRANDJAQUET, 1963; PIERI, 1966; MARSELLA *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1993; MARSELLA *et alii*, 1995.....) era posto in posizione più interna rispetto ai domini di piattaforma carbonatica.

La porzione basale dei terreni lagonegresi, la serie Calcarea-Silico-Marnosa (SCANDONE, 1967-72) è una successione mesozoica di mare profondo, in cui SCANDONE (1967-72) distingue una facies prossimale, la facies Armizzzone, corrispondente al bordo occidentale del bacino, due facies intermedie le Facies San Fele (più prossimale) e Pignola-Abriola (meno prossimale) e una facies distale, la facies Lagonegro-Sasso di Castalda; e riconobbe un ricoprimento tettonico delle facies prossimali (Unità tettonica Lagonegro II) su quelle distali (Unità Lagonegro I) con traslazioni di almeno 40 km.

La serie Calcarea-Silico-Marnosa, costituita dai terreni delle Formazioni di Monte Facito, Calcari con Selce, Scisti Silicei e *Flysch* Galestrino, si trova in affioramento nell'Appennino campano-lucano, lungo la zona assiale della catena, nelle finestre tettoniche dei Monti Picentini (Giffoni-Vallepiana e Campagna) e dei Monti della Maddalena (finestre tettoniche di Padula e Passo Croce di Marsico). La porzione superiore della successione lagonegrese, costituita dai termini Cretacico superiore-Miocene medio, costituita dal *Flysch* Rosso e dal *Flysch* Numidico e dai terreni pre-orogeni e sin-orogeni (Unità Sannitiche di SELLI, 1962) che, invece, affiorano in larga parte nella porzione esterna della catena e solo in pochi e sporadici punti sono osservabili in contatto con la serie Calcarea-Silico-Marnosa. Tale situazione viene imputata ad uno scollamento del *Flysch* Rosso e del *Flysch* Numidico, più plastici rispetto alle Formazioni di Monte Facito, dei Calcari con Selce, degli Scisti Silicei e del *Flysch* Galestrino, che ne ha consentito la traslazione verso oriente in seguito alle prime spinte compressive (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1999; CELLO *et alii*, 1988; OGNIBEN, 1969; SCANDONE, 1972; CARBONE *et alii*, 1988; CARBONE *et alii*, 1991; FINETTI *et alii*, 1996).

L'Unità **Lagonegro II**, derivante dal fianco occidentale del bacino e denominata da SCANDONE (1967-72) facies Armizzzone, è una successione, potente 2000 m, costituita dal basso verso l'alto dalle Formazioni di:

- Monte Facito del Trias inferiore-medio.
- Calcari con Selce del Triassico medio-superiore (SCANDONE, 1967; DE CAPOA, 1969).
- Scisti Silicei del Giurassico (SCANDONE, 1972).
- *Flysch* Galestrino: Giurassico superiore-Cretacico inferiore-medio (DE STASIO, 1971).
- *Flysch* Rosso del Cretacico superiore-Oligocene (SCANDONE, 1972) o Anisico-Aquitainiano/Langhiano (D'ARGENIO, *et alii*, 1973).
- Pre-Numidico (PATACCA *et alii*, 1992).
- *Flysch* Numidico: Langhiano (PATACCA *et alii*, 1992).
- Formazione di Serra Palazzo (SELLI, 1962) alternanze di arenarie arcose, calcareniti, calcilutiti marne e calcari marnosi che verso l'alto passano a argille verdi e marne argillose grigio azzurre con rare intercalazioni di calcareniti torbiditiche, di età almeno Tortoniana (Marne di Toppo Capuana 100m).

L'Unità tettonica inferiore **Lagonegro I** derivante dalla porzione assiale del bacino:

- Calcari con Selce del Trias medio-superiore.
- Scisti silicei del Trias superiore-Giurassico superiore.
- *Flysch* Galestrino del Giurassico superiore-Cretacico inferiore.
- Scisti di Pecorone del Cretacico superiore-Paleocene.

Ed infine, l'Unità di **Monte Croce** (SCANDONE *et alii*, 1967, SCANDONE & SGROSSO, 1974), probabilmente derivante dal bordo orientale del bacino:

- Calcari con Selce del Trias.
- Breccie calcaree con coralli e *Ellipsactinia* e calcari pelagici del Giurassico.
- Breccie calcaree e calcareniti del Cretacico superiore –Miocene inferiore.
- Marne e calcari marnosi del Miocene inferiore.

3.4.3.7 Bacino Molisano

Il **bacino Molisano**, o bacino Molisano intermedio di SGROSSO (1983; 1986; 1998), è un dominio paleogeografico che molti Autori (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988; PATACCA *et alii*, 1990; CIARAPICA & PASSERI, 1998....) interpretano come la prosecuzione settentrionale del bacino di Lagonegro, a causa dell'attuale allineamento dei terreni dei due bacini (terreni del bacino Molisano a nord e quelli del bacino di Lagonegro a sud). Tale allineamento di facies è ritenuto, invece, dai sostenitori dell'esistenza di due bacini distinti, una delle evidenze fuorvianti nella geologia dell'Appennino meridionale (SGROSSO, 1995a).

Si tratta di un dominio paleogeografico da cui è derivata un'unica unità tettonica: l'Unità di Frosolone affiorante a nord del Matese (SGROSSO, 1996) costituita:

1. Dolomie con selce di età incerta, Trias superiore-Lias (Pozzo Frosolone I in PIERI, 1966).

2. Argilliti e radiolariti con intercalazioni vulcaniche e breccie intensamente dolomitizzate del Giurassico (IPPOLITO *et alii*, 1973).
3. Calciruditi e calcareniti gradate, calcilutiti calcari cristallini e a frammenti di rudiste del Cretacico.
4. Calciruditi e calcilutiti con selce, alternate ad argille e marne del Paleogene.

I terreni della successione molisana sono costituiti in gran parte da torbiditi, flusso-torbiditi, ma anche da sedimenti tipici della normale sedimentazione pelagica di ambienti di scarpata e base bacino ristretto.

3.4.3.8 Altri bacini

Bacino Molisano interno non è conosciuto in affioramento, ma è stato desunto, da SGROSSO (1983), sulla base di alcune osservazioni (presenza di calciruditi torbiditiche serravalliane nei sedimenti miocenici del bacino Molisano; segnalazione di terreni carbonatici neritici ed in facies di transizione, tettonicamente sottoposti ai sedimenti mesozoici del bacino Molisano) che hanno indotto l'Autore a ipotizzare l'esistenza, all'interno del bacino Molisano *Auctorum* di un nuovo dominio di piattaforma carbonatica: la piattaforma Abruzzese-Molisana e di conseguenza di individuare i bacini Molisano interno ed esterno.

Bacino Molisano esterno di SGROSSO (1988) o il bacino Apulo di MOSTARDINI & MERLINI (1986), è stato riconosciuto in sezioni sismiche; è caratterizzato da estensioni ridotte, in senso longitudinale dovrebbe essere esteso dal Biferno sino al Vulture, mentre in senso trasversale dovrebbe essere esteso per 50-70 km.

L'esistenza di tale bacino è stata suggerita da dati di pozzo, che in tale area hanno evidenziato la presenza nei sedimenti di piattaforma, di facies di *slope*, ma anche da evidenze di campagna: le calciruditi torbiditiche serravalliane presenti nei sedimenti miocenici del bacino Molisano, non possono derivare dallo smantellamento di nessuna delle piattaforme sino ad allora ipotizzate (SGROSSO, 1983).

I dati di sottosuolo hanno riconosciuto terreni, appartenenti al bacino Apulo, di età giurassica.

CAPITOLO 4: I DEPOSITI MIOCENICI

4.1 Evoluzione delle conoscenze sui depositi miocenici

Esiste discreto accordo nella letteratura geologica sul fatto che i principali eventi deformativi e di strutturazione del settore meridionale della catena appenninica siano avvenuti nel corso Miocene.

Pertanto, appare evidente come i depositi miocenici rappresentino un fondamentale strumento per la comprensione dell'evoluzione cinematica dell'Appennino e per le ricostruzioni paleogeografiche.

Lo studio dei depositi miocenici presenta numerose difficoltà: innanzitutto non sempre è possibile ottenere datazioni corrette. Una caratteristica dei sedimenti miocenici, infatti, è il forte rimaneggiamento, che molto spesso oltre a non consentire datazioni più precise di 'non più antico di ...' sono stati causa, in passato, di errori notevoli.

Un classico esempio è rappresentato dalle breccie mioceniche a macroforaminiferi, che per la presenza di *Nummulites* e di altra fauna eocenica, sono state spesso erroneamente attribuite all'Eocene, come è stato sottolineato da SELLI (1962) e recentemente riaffermato da altri Autori (SGROSSO, 1995; AMORE *et alii*, 2005...).

Un'idea delle difficoltà di datazione ci può essere fornita dall'esame della letteratura. Nel tempo si osservano, infatti, numerosi ringiovanimenti dei depositi miocenici, imputabili ad analisi sempre più accurate, frutto dell'utilizzo di tecniche a risoluzione stratigrafica migliore, come ad esempio lo studio del nannoplancton calcareo, che tuttavia, non sempre consentono di raggiungere datazioni precise.

Un ulteriore problema, fonte di scarso accordo in letteratura, è la distinzione tra i diversi tipi di sedimenti miocenici.

Lungamente, come segnala SGROSSO (1995), calciruditi mioceniche, che passano verso l'alto a sedimenti silicoclastici, sono stati interpretati come depositi pre-orogeni, tipici esempi sono rappresentati dalle Formazioni di Monte Sierio, di Piaggine, del Raganello, delle Brecce della Renga ecc...

Uno dei primi e fondamentali studi sul Miocene dell'Appennino meridionale è certamente l'opera di SELLI (1957) in cui viene riconosciuta, sulla successione calcarea mesozoica, un'unica estesa e continua successione miocenica trasgressiva autoctona. L'Autore definisce ed istituisce molte delle principali formazioni mioceniche dell'Appennino ancora oggi in uso.

Inoltre, nel sottolineare la grande estensione areale dell'evento trasgressivo, ritiene, sulla base delle datazioni ottenute per i differenti depositi miocenici, che la trasgressione si sia svolta in due fasi distinte: una prevalentemente langhiana, preceduta da parziali sommersioni aquitaniane, in cui il mare avrebbe invaso tutto l'Appennino meridionale, e avrebbe portato alla deposizione di terreni calcarei di ambiente neritico basale con la deposizione delle Formazioni di Cerchiara del Langhiano medio, di Roccadaspide del Langhiano inferiore e di Cusano del Langhiano superiore, formazioni rapidamente evolventi a depositi torbiditici silicoclastici costituiti dalle Formazioni del Bifurto e di Capaccio del Langhiano; di Longano e Pietraraja dell'Elveziano.

Una seconda trasgressione di età Elveziana, in cui il mare avrebbe sommerso il Gargano, le Murge e i massicci cristallini della Calabria.

Accanto a tali terreni autoctoni l'Autore riconosce successioni alloctone, costituiti dalla Formazione arenaceo-marnosa di Serra Palazzo (Langhiano superiore-Elveziano) e la Formazione quarzarenitica di Stigliano (Aquitaniense-Langhiano), appartenenti alle coltri lucane; terreni mesoautoctoni, poggianti sulle coltri, costituiti dalla Formazione di Albidona (Langhiano superiore-Elveziano) poggianti sulle coltri lagonegresi e nord calabresi, dalla Formazione di Agnone (Elveziano-Tortoniano) poggianti sulle coltri Molisane, ed infine terreni neoautoctoni, depositi dopo l'arrivo dell'ultima coltre, con le Formazioni di Gorgoglione (Elveziano inferiore-medio) poggianti sulle coltri lucane e sui terreni della Formazione di Albidona.

PESCATORE *et alii* (1969) riconoscono nei sedimenti miocenici, in contatto sui depositi di piattaforma carbonatica: una successione preorogenetica, trasgressiva per cause epirogenetiche, con sedimenti caratterizzati da concordanza sul substrato, evoluzione da facies calcaree biocostruite e calcarenitiche a facies terrigene torbiditiche; ed una successione miocenica sinorogenica caratterizzata da discordanza sul substrato, con alla base depositi di tipo *wildflysch* e con presenza di elementi delle coltri già dalla base della successione.

In particolare gli Autori sottolineano che la successione sinorogenetica non è una trasgressione *sensu stricto*, ma piuttosto una '*pseudotrasgressione*', legata ai movimenti traslativi delle piattaforme verso l'Adriatico, quindi una trasgressione tettonica.

Inoltre, in tale studio gli Autori segnalano la presenza delle due differenti trasgressioni su entrambe le piattaforme che sistematicamente ringiovaniscono dall'interno verso l'esterno.

PERRONE (1981) si occupa dei terreni trasgressivi del Miocene inferiore della piattaforma Campano-Lucana. L'Autore osserva che la valle del Sele rappresenta una zona di separazione tra due aree con differenti caratteristiche ed evoluzione dei sedimenti miocenici.

Nell'area settentrionale, infatti, i depositi miocenici concordanti basali, costituiti dalle calcareniti reticolate di mare basso, passano verso l'alto ad arenarie micacee, seguite, in concordanza da sedimenti clastici, arenaceo conglomeratici in depositi di tipo *wildflysch*, con olistoliti della piattaforma Campano-Lucana e olistostromi delle Argille Varicolori.

Nell'area meridionale, invece, sulle calcareniti reticolate di base, sono sovrapposte, in concordanza, marne brune e quarzareniti di tipo numidico, al di sopra delle quali si osservano, in discordanza, depositi di tipo *wildflysch* con brecce e megabrecce e olistostromi di Argille Varicolori.

Osservando che la sedimentazione di tipo *wildflysch* si è istaurata a nord in una zona non ancora deformata ed a sud in una zona già deformata deve essere esistita una faglia trascorrente, collocata all'incirca nella attuale valle del Sele, che ha consentito l'avanzamento del fronte di compressione nel settore meridionale.

PERRONE & SGROSSO (1981) in seguito al riconoscimento di una differente evoluzione tra i terreni miocenici dei settori meridionale e settentrionale della piattaforma Campano-Lucana, già descritta da PERRONE (1981), riconoscono a sud del Sele ben due successioni sinorogene, la prima troncata dalle Argille Varicolori, e la seconda ad esse sovrastante (*Flysch* di Castelvetro depositosi nel bacino Irpino). Per tali ragioni ritengono necessaria l'istituzione di un nuovo dominio paleogeografico, più antico del bacino Irpino e successivo al bacino Numidico, che denominano bacino Pre-Irpino, nel quale si sono depositi i sedimenti della prima trasgressione discordante.

SANTO & SGROSSO (1987) sottolineano che nei differenti domini paleogeografici sono conservate tracce di due distinte ‘trasgressioni’ una preorogena ed una sin orogena.

La prima trasgressione, concordante con il substrato, è caratterizzata da depositi inizialmente carbonatici di mare basso, evolventi a sedimenti terrigeni più profondi (torbiditici), la seconda, discordante, è caratterizzata da depositi già inizialmente arenacei o clastico carbonatici, a matrice arenacea, con caratteristiche di deposito di mare profondo, ricchi di olistoliti calcarei spesso molto voluminosi.

Per tali caratteristiche, la seconda trasgressione, o trasgressione discordante, non è una trasgressione in senso stretto, ma un evento tettogenetico. In altri termini non è il mare a trasgredire sulle terre emerse, ma sono le terre emerse ad essere trasportate in profondità da movimenti tettonici.

PATACCA *et alii* (1992) si occupano di un evento miocenico fondamentale: l’evento Numidico, circoscrivendolo in un intervallo temporale limitato al Langhiano superiore.

Si tratta di un deposito da flusso gravitazionale, caratterizzato da quarzareniti gialle con interstrati di argilliti. Le quarzareniti, costituite da grani arrotondati, con superfici smerigliate e con minerali pesanti stabili, sono precedute dalla deposizione di tufiti calcalcaline, testimonianza di un’attività eruttiva in aree lontane.

In particolare nell’Alburno-Cervati-Pollino, gli Autori riconoscono nel post Numidico una prima fase di avanfossa *sensu stricto* rappresentata, localmente, dalle Arenarie di Civita (arenarie arcose), seguite ovunque da un deposito caotico a clasti grossolani contenente biocalcareni, ciottoli angolosi di carbonati di acqua bassa cretaci e terziari, olistostromi e blocchi di litotipi riferibili alle Unità Sicilidi, interpretando il tutto come un deposito di avanfossa.

L’interpretazione che ne consegue, per la diffusione areale e il sincronismo dell’evento, è che il Numidico è stato un evento deposizionale completamente indipendente dall’evoluzione della catena, non si sarebbe trattato dunque di un *flysch s. s.* coincidendo con le prime fasi di avanfossa solo nel dominio dell’Alburno-Cervati-Pollino, ma di un evento deposizionale ad alimentazione africana depositosi nei bassi strutturali.

PESCATORE *et alii* (1996) suddividono l’evoluzione della catena in due fasi distinte, registrate nei depositi di avanfossa, una del Miocene inferiore medio ed una del Miocene medio-superiore.

La prima fase registrata in un’avanfossa, di età Aquitaniano-Langhiano, è costituita dai depositi del bacino del Cilento, con le Formazioni di Pollica e San Mauro, poggianti in discordanza sulle falde Liguridi (in accordo con BONARDI *et alii* (1988a) e AMORE *et alii* (1988a).

I detriti silicoclastici depositi in tale avanfossa hanno una provenienza interna, mentre quelli carbonatici derivano da una porzione emersa della piattaforma interna.

La seconda avanfossa, del Miocene medio-superiore (Langhiano-Tortoniano), è costituita dal bacino Iripino, impostato in parte sulla piattaforma interna, in parte sul bacino di Lagonegro, rappresentata dai depositi di *piggy-back* quali il *Flysch* di Gorgoglione, e depositi di avanfossa s.s. quali il *Flysch* di Castelvetro, la Formazione di Serra Palazzo e il *Flysch* di Faeto.

Il bacino del Cilento, nella seconda fase di strutturazione della catena, aveva concluso la sua sedimentazione di avanfossa, e si era evoluto in un bacino intracatena divenendo sede di deposizione dei terreni della Formazione di Monte Sacro, mentre il bacino Iripino

termina la sua esistenza nel corso di una fase tettonica tortoniana nell'Appennino lucano, e messiniana nell'Appennino dauno.

SGROSSO (1998) evidenzia la presenza di depositi miocenici analoghi per litologie e significato, ma diversi per età, in tutti i domini paleogeografici impilati in catena. Ritene che essi rappresentino le differenti posizioni occupate nello spazio dai diversi domini e che corrispondono ad altrettanti momenti nell'evoluzione della catena, ognuno dei quali caratterizzato da condizioni sedimentologiche estremamente differenti.

L'Autore, sottolinea poi come le età delle successioni mioceniche evidenzino, con chiarezza, una forte diacronia, in cui i depositi, osservati sui diversi domini paleogeografici ed analoghi per significato siano via via più giovani procedendo dall'interno verso l'esterno.

I primi momenti di tale evoluzione possono essere letti, con estrema chiarezza, nei domini di piattaforma carbonatica. Le piattaforme che stavano subendo una prolungata emersione, a causa della flessurazione della placca subducente, vengono sommerse e tendono successivamente ad approfondirsi. Prende avvio una sedimentazione di mare poco profondo, con la deposizione di calcareniti bioclastiche reticolate a pettinidi e ostreidi quali le Formazioni di Roccadaspide e Cerchiara (del Burdigaliano) che verso l'esterno sono rappresentate da calcari a lamellibranchi e litotamni, briozoi e foraminiferi bentonici, ancora in facies di piattaforma aperta, di età variabili dal Burdigaliano-Langhiano sino a Tortoniano nei domini più esterni (Formazione di Cusano e degli analoghi nel casertano con la Formazione di Masseria Mastroianni o i Calcari a Briozoi e Litotamni nell'Appennino laziale-abruzzese). A tali depositi seguono, nelle zone più esterne, i calcari e calcari marnosi ad Orbuline della Formazione di Longano (Serravalliano e Tortoniano) e la corrispondente Formazione di Masseria Mastroianni nel casertano.

In appoggio concordante con tali terreni trasgressivi si depongono le successioni di avanfossa e depocentro di avanfossa, che costituiscono la registrazione del momento maggiormente significativo nell'evoluzione della catena. La fase di depocentro di avanfossa è caratterizzata da una sedimentazione silicoclastica di tipo arcosico, costituisce il momento immediatamente precedente la tettogenesi ed è ben rappresentato in tutti i domini paleogeografici. Dai domini più interni i depositi di avanfossa sono costituiti dal *Flysch* del Lao, lievemente metamorfico sull'Unità Verbicaro, dalla Formazione del Bifurto o *Flysch* dei Calcari (*AUCTORUM*) che giunge alla fase d'avanfossa s.s. con la Formazione delle Arenarie di Civita (Langhiano superiore-Serravalliano inferiore) sulla piattaforma più interna, il *Flysch* di Serra Palazzo (Serravalliano-Tortoniano) nel bacino di Lagonegro, le Formazioni di Pietraroja (Tortoniano medio-superiore) con i corrispondenti *Flysch* della Moleta e le Arenarie di Frosinone nei domini di piattaforma più esterni; e le Arenarie di Frosolone (Messiniano inferiore) nel bacino Molisano.

Il momento immediatamente successivo alla deposizione dei terreni di avanfossa è rappresentato da depositi silicoclastici discordanti, caratteristici per la presenza d'olistoliti ed olistostromi, coincidente con prime deformazioni compressive.

sia. Tali depositi, sia di avanfossa deformata sia di bacini di *piggy-back*, sono dunque immediatamente posteriori, o in prima approssimazione sincroni con la prima deformazione, la cui età è appunto compresa tra l'età più alta dei depositi di avanfossa e la più antica dei depositi discordanti. Tra i depositi discordanti presenti in catena ricordiamo: il Gruppo del Cilento del Serravalliano-Tortoniano, La Formazione di

Piaggine del Serravalliano superiore-Tortoniano, la Formazione di Monte Sierio del Tortoniano inferiore, la Formazione di Castelvete del Tortoniano superiore e le Arenarie di Caiazzo del Messiniano inferiore.

4.2 Il Miocene concordante della piattaforma più interna

4.2.1 La Formazione di Cerchiara

SELLI (1957) istituisce le Formazioni di Roccadaspide e di Cerchiara, due formazioni mioceniche di ambienti neritico, eteropiche e caratterizzate da spessori variabili da pochi metri fino a 15- 20. Si tratta di calcareniti organogene, grigie, a macrofossili (pettinidi e ostreidi), ricche di frammenti di briozoi, litotamni e foraminiferi, in strati di alcuni decimetri di spessore. L'Autore interpreta tali terreni come depositi trasgressivi sulle porzioni interne del paleoautoctono della catena nelle prime fasi di annegamento precedenti la formazione dell'avanfossa ed attribuisce loro un'età langhiana.

PERRONE (1987) segnala per la prima volta nelle calcareniti della Formazione di Roccadaspide una frazione vulcanoclastica (15%) costituita da plagioclasti, frammenti di lave e vetri vulcanico e minerali femici, che egli ritiene (per assenza di indizi di erosione e trasporto e di alterazione dei frammenti vulcanici, per l'abbondanza di minerali difficili da reperire in vulcanoclastiti epiclastiche e l'assenza di clasti di derivazione plutonico-metamorfica) di origine piroclastica e non epiclastica associabili ad un vulcanismo andesitico del Miocene inferiore. L'Autore suggerisce inoltre di abbandonare la denominazione di Calcareniti di Roccadaspide, perchè indistinguibili, nell'area di istituzione stessa, da calcareniti analoghe ma con significato differente (calcareniti del bacino Pre-Irpino).

CARANNANTE *et alii* (1988) in uno studio di dettaglio sui terreni della Formazione di Roccadaspide, classificano le calcareniti di Roccadaspide come calcareniti biolitoclastiche (*grainstone-packstone*) a frammenti di echinidi, di molluschi (ostreidi, pettinidi), di briozoi, rari coralli aermatipici, alghe coralline, foraminiferi bentonici, (*Miogypsina*, *Operculina*, *Amphistegina*), foraminiferi planctonici (globigerinidi) che aumentano verso l'alto. Gli Autori riconoscono poi (nella parte alta della successione facies C) granuli monocristallini di quarzo, frammenti di selce, cristalli di feldspati, biotite e di pirosseno alterati.

L'interpretazione che forniscono per tali terreni è che essi siano il prodotto di una rimobilizzazione di sedimenti relitti, originariamente depositi lungo il bordo di una piattaforma carbonatica aperta, in approfondimento, caratterizzata da una sedimentazione biodetritica in facies *foramol*. In aree di margine di piattaforma carbonatica aperta, le zone infralittorali profonde e circalittorali divengono sede di accumulo e prolungato rimaneggiamento di clasti, in parte derivanti dalle aree infralittorali in parte prodotti in loco per attività di bioerosione su organismi dei locali popolamenti (sedimenti del detritico mobile della biocenosi del detritico costiero, cui appartengono le facies a praline) e la stessa glauconite sarebbe rimobilizzata.

L'età è non più antica dell'Aquitano, per la presenza di *Miogypsina socini* e *M. globulina* (CARANNANTE *et alii*, 1988).

CASTELLANO (1997) studia le calcareniti della Formazione di Cerchiara nella successione dei Fossi a Piaggine, ed individua oltre alla natura bio-litoclastica delle calcareniti, che classifica come *grainstone-packstone*, talora *rudstone*, la presenza di plagioclasti tra i grani della matrice, ma non individua grani silicoclastici nella matrice.

4.2.2 La Formazione del Bifurto

SELLI (1957) istituisce le Formazioni di Capaccio e del Bifurto la prima costituita da 70-80 m di arenarie quarzoso-micacee chiare a grana grossolana con interstrati marnosi verdastri; la seconda costituita da marne ocracee siltose con intercalate arenarie quarzose, brecciole calcaree e calcareniti a *Nummuliti* e *Discocycline*, marne rosse vinate, calcari compatti grigi, e con una stratificazione netta.

L'interpretazione che l'Autore fornisce per tali depositi è che essi si siano depositi nella prima avanfossa miocenica della catena appenninica, in un ambiente marino profondo, al di sopra dei terreni delle Formazioni di Cerchiara e di Roccadaspide.

SANTO & SGROSSO (1987); PATACCA *et alii* (1992) interpretano i terreni della Formazione del Bifurto come depositi di mare profondo, ma non come depositi di depocentro di avanfossa. Secondo gli Autori, infatti, le arenarie della Formazione del Bifurto, per l'elevata maturità composizionale, si differenziano nettamente dalle tipiche arenarie di avanfossa, caratterizzate, invece, da una composizione arcossica; pertanto, pur accettando il parallelismo sull'origine dei sedimenti quarzarenitici della Formazione del Bifurto con l'evento Numidico Langhiano (**SANTO & SGROSSO 1987, PATACCA *et alii* 1992**) ritengono che l'avanfossa s.s. nel dominio paleogeografico di piattaforma più interna sia rappresentata dalle Arenarie di Civita, una successione di arenarie arcossiche, ed attribuiscono ai terreni della Formazione del Bifurto un'età compresa tra il Burdigaliano e il Langhiano superiore (**PATACCA *et alii*, 1992**).

PERRONE (1987) suggerisce di eliminare la Formazione di Capaccio perchè istituita su terreni poggianti su un olistostroma di Argille Varicolori.

CASTELLANO (1997) studia la successione del Bifurto ai Fossi nei dintorni di Piaggine, descrivendone il graduale passaggio stratigrafico per alternanza dalle calcareniti di Cerchiara e riconoscendo alternanze di marne silicizzate verdi e rosse con calcareniti e calciluti torbiditiche bioclastiche impure, litareniti, livelli tufitici e arenarie quarzose sottilmente stratificate di tipo Numidico.

4.3 Il Miocene discordante della piattaforma più interna

4.3.1 Formazione di Piaggine

COCCO (1971) e **CESTARI (1971)** descrivono terreni confrontabili con la Formazione delle Calciruditi e delle Arenarie di Piaggine e li interpretano come eteropici delle calcareniti glauconitiche del Miocene inferiore (Formazione di Roccadaspide). Tale interpretazione è stata lungamente accettata dalla comunità scientifica, senza smentite o ipotesi alternative, sino allo studio di **SGROSSO (1981)**.

SGROSSO (1981) in seguito ad osservazioni di dettaglio sui terreni miocenici affioranti nei dintorni di Piaggine riconosce differenze di facies significative tra le calcareniti glauconitiche della Formazione di Roccadaspide e le Calciruditi di Piaggine. Tali differenze di facies, assieme alle caratteristiche giaciture delle calciruditi, in contatto stratigrafico discordante sulla successione costituita dai terreni delle Formazioni di Trentinara, Cerchiara e Bifurto, come è possibile osservare in località i Fossi a Piaggine, hanno consentito all'Autore di ritenere i terreni studiati più giovani delle calcareniti e delle calciruditi glauconitiche della Formazione di Roccadaspide.

Le calciruditi furono descritte come ammassi prevalentemente carbonatici, con estensione areale di qualche chilometro, a geometria lenticolare, in contatto stratigrafico su vari termini delle formazioni sottostanti (Calcarei a Rudiste, Formazioni di Trentinara, Cerchiara e Bifurto). Sono calciruditi policrome generalmente massive, non gradate, che, tuttavia, presentano un leggero andamento stratoide verso l'alto, dove la granulometria tende a diminuire. Sono ben cementate, quasi del tutto prive di matrice, costituite da clasti carbonatici dalle dimensioni variabili tra il cm^3 ed il dm^3 , talvolta anche m^3 , e presentano uno spessore di circa 100 m.

I clasti sono a spigoli vivi o appena smussati, talvolta leggermente compenetrati, costituiti in prevalenza dai calcari della Formazione di Trentinara e in subordine dai Calcari a Rudiste del Cretacico superiore, presentano sporadiche areniti e rarissime quarzareniti (**SGROSSO, 1981**).

Il contatto con i terreni sottostanti, difficile da individuare e caratterizzare a causa della scarsità di stratificazione delle porzioni basali delle calciruditi, è stratigrafico discordante su un substrato variamente deformato ed eroso.

Le calciruditi, inoltre, passano verso l'alto ad un *flysch* arenaceo immaturo a strutture torbiditiche (figura 39).

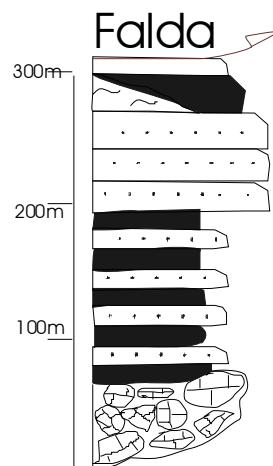


Figura 39: Successione delle calciruditi e arenarie di Piaggine ricavata da SGROSSO (1981).

L'interpretazione genetica fornita per tali terreni è che le calciruditi sono ammassi canalizzati, dovuti al rapido accumulo, al piede di una scarpata tettonicamente attiva, costituita quasi esclusivamente da materiale carbonatico, e che rappresentano

l'evidenza di un contatto pseudotrasgressivo tra i massicci carbonatici e i sedimenti del bacino Irpino. Depositi analoghi, per litologia e posizione stratigrafica sono segnalati nella dorsale dei Monti di Avella, nell'alta valle del Sele (PESCATORE *et alii*, 1969) e sugli Alburni. Depositi di età più recente nel bordo settentrionale del Matese (SGROSSO, 1978) (dove le brecce a matrice arenacea segnano il contatto tra una zolla carbonatica di piattaforma interna e un bacino a sedimentazione terrigena torbidity il bacino Molisano (in IPPOLITO *et alii*, 1975) dopo la fase tettonogenetica tortoniana).

AMORE *et alii* (1988a) in un lavoro sulle relazioni tra il *flysch* interni e i domini appenninici, riconoscono sulla piattaforma Campano-Lucana-Calabrese due cicli sedimentari miocenici, un primo ciclo, caratterizzato da depositi concordanti con il substrato, ben rappresentato sui massicci del Cervati e del Pollino, costituito dalle Formazioni di Cerchiara e del Bifurto di età Burdigaliano superiore, ed un secondo ciclo, caratterizzato da depositi discordanti con il substrato, poggiante sia sui terreni del primo ciclo sia su terreni di età diverse. Il secondo ciclo è costituito alla base da conglomerati a grossi blocchi e a matrice più o meno abbondante cui seguono torbiditi silicoclastiche a bassa maturità mineralogica e subordinatamente torbiditi calcaree di età Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore. Sulla base di un'età comune Burdigaliano superiore-Langhiano, una marcata analogia sedimentologica, della bassa maturità dei depositi silicoclastici, delle facies a blocchi e torbiditi carbonatiche, gli Autori correlarono tali depositi con quelli del Gruppo del Cilento poggiante in discordanza sulle unità interne, ipotizzando l'esistenza di un bacino, i cui sedimenti si depongono in discordanza sul substrato, che parte dalle unità interne deformate e giunge almeno sino alla piattaforma Campano-Lucana-Calabrese e probabilmente sino al bacino di Lagonegro.

PATACCA *et alii* (1992) riconoscono nell'Alburno-Cervati-Pollino nel post Numidico una prima fase di avanfossa *sensu stricto* rappresentata, localmente, dalle Arenarie di Civita (arenarie arcose), seguite ovunque da un deposito caotico a clasti grossolani contenente biocalcareni, ciottoli angolosi di carbonati di acqua bassa cretaci e terziari, olistostromi e blocchi di litotipi riferibili alle Unità Sicilidi, interpretando il tutto come un deposito di avanfossa. Correlano, terreni confrontabili con le Arenarie di Piaggine al *Flysch* di Pietraroja (Tortoniano superiore), ipotizzando l'esistenza di una avanfossa estesa su un ampio dominio paleogeografico rappresentato in catena dai rilievi che vanno dal Cervati al Matese.

CASTELLANO *et alii* (1997) e CASTELLANO (1997) si occupano delle Arenarie di Piaggine, con particolare riguardo per gli aspetti petrografici e sedimentologici delle arenarie affioranti nella zona di Piaggine.

In tale area le arenarie che presentano uno spessore massimo di 150 m, sono state suddivise in due sub unità Api e Aps (figura 40), separate da una *unconformity* a scala locale, che è evidenziata da un brusco cambiamento litologico, probabilmente a controllo tettonico, e dalla presenza di un deposito caotico.

La subunità Api, la porzione inferiore, è prevalentemente poltica; alla base si trovano spesso strati arenacei, a varie altezze sono presenti *slump* ad elementi intrabacinali, provenienti dai depositi terrigeni sottostanti e depositi caotici extrabacinali.

La sub-unità Aps, la porzione sommitale, è prevalentemente arenacea, anch'essa ricca di intercalazioni carbonatiche e depositi da *debris flow*.

Le calciruditi sono dunque interpretate per le geometrie dei corpi, le caratteristiche deposizionali e la presenza di olistoliti, come il prodotto di deposizione di *debris flow*

alla base di una scarpata carbonatica di origine tettonica. Le arenarie, invece, a causa di una maggiore diversificazione sia verticale (Api e Aps) che areale, sono interpretate separatamente. Api, come il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale non canalizzata, in cui vengono riconosciute associazioni pelitico arenacee, depositi di frangia di lobo e lobo ed una associazione pelitico arenacea indicativa di un ambiente di scarpata.

Aps, invece, rappresenterebbe il prodotto della sedimentazione in un'area strutturalmente confinata, caratterizzata da due associazioni di facies: *i)* microconglomeratica-arenacea rappresentativa di piccoli lobi e *ii)* arenaceo pelitica con depositi d'interlobo e frangia di lobo.

Sulla base dei dati raccolti, l'Autrice ritiene che le breccie siano in realtà, almeno in parte etropiche alle arenarie di Piaggine contrariamente a quanto ipotizzato da SGROSSO (1981), cioè che costituiscano la base delle arenarie, ritenendo, al contrario, che le microbreccie carbonatiche, presenti alla base delle Arenarie di Piaggine, per posizione stratigrafica e per composizione dei litoclasti, fossero le code diluite e distali degli eventi responsabili della deposizione delle calciruditi.

L'età attribuita a tali terreni è: 'non più antico del limite Serravalliano-Tortoniano'; l'interpretazione del bacino è che esso fosse un bacino di *piggy back*, impostatosi su un substrato deformato ed in deformazione nel corso della sedimentazione.

Infine, l'Autrice correla la Formazione di Piaggine a quella del Torrente Raganello, del Pollino, e alla Formazione di Tempa del Prato, degli Alburni.

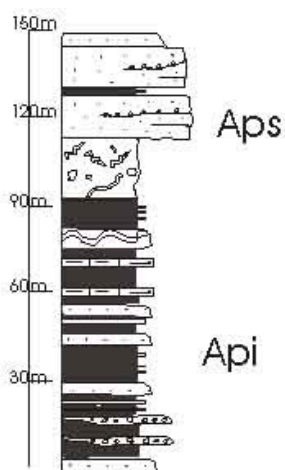


Figura 40: Colonna stratigrafica delle arenarie di Piaggine da CASTELLANO (1997).

AMORE et alii (2003) in uno studio dedicato alle datazioni dei depositi miocenici dell'Appennino meridionale attribuiscono alle Breccie e le Arenarie di Piaggine nei dintorni di Piaggine, e nei pressi delle Fistole del Faraone, al Monte Cervati e alla Formazione di Tempa del Prato, negli Alburni, un'età non più antica della parte alta del Tortoniano medio-superiore.

FIANO (2004) nella zona di Casaletto Spartano ha distinto all'interno dei terreni *conglomeratici* e *pelitici-quarzoarenitici*, attribuibili alla Formazione di Piaggine due litofacies. Una prima litofacies, che Egli denomina A1, costituita da argilliti silicifere marroni e tabacco, con veli manganiferi e con livelli decimetrici e metrici di calcareniti silicizzate, calcilutiti, siltiti e marne silicifere, brecciole a macroforaminiferi parzialmente silicizzate, argilliti policrome, arenarie fini quarzose, quarzareniti "numidiche"; ed una seconda litofacies, che denomina A2, costituita da arenarie immature arcose, conglomerati in matrice arenacea con clasti eterogenei, breccie e conglomerati organizzati a clasti calcarei subarrotondati.

L'Autore riconosce nella successione, estremamente caotica, *slump* e almeno due tipi: *debris flows*, un primo tipo, costituito da una matrice arenaceo calcarea giallognola grigiastra e clasti calcarei sub arrotondati e bioerosi interpretate come facies F1 e F2 di

MUTTI (1992), ed un secondo tipo: *debris flow* e *mud flow* in cui la matrice è costituita sia da detrito arcossico litico sia da peliti scagliose interpretati come *slump* e olistostromi. Inoltre sottolinea la grossa estensione areale dei depositi attribuibili alla Formazione di Piaggine, la loro esclusiva diffusione sui terreni della piattaforma più interna PCLC (SGROSSO, 1988) e l'età Tortoniano medio-superiore. Confronta tali dati con quelli di altri domini paleogeografici caratterizzati da depositi del secondo ciclo: non più antichi del Tortoniano medio-superiore (SGROSSO, 1998 e AMORE, 2003) in Penisola Sorrentina e Tortoniano superiore sui Monti della Maddalena (CIVILE, 2004). Ritiene che l'arrivo delle falde sui domini di sedimentazione del Piaggine sono certamente successivi al Tortoniano medio-superiore.

Ipotizza inoltre che l'Alburno-Cervati-Pollino, dopo la trasgressione concordante aquitaniano-burdigaliana e l'evento Numidico, Langhiano, arriva alla sedimentazione arcossica, tipica del depocentro di avanfossa, nel Langhiano-Serravalliano. In tale fase il substrato carbonatico viene deformato da *thrust* ad alto angolo che provocano importanti emersioni, conseguenti scivolamenti gravitativi e forti erosioni di porzioni della piattaforma e la nascita di un ampio bacino il cui margine interno e il suo fondo erano progressivamente deformati dal fronte compressivo che migrava verso l'esterno.

Nel Tortoniano medio-superiore, secondo l'Autore, mentre continuava la sedimentazione nei domini interni le aree di piattaforma si deformano secondo una tettonica tipo *thick skinned* e si depongono depositi discordanti (la Formazione di Piaggine, prima e di Monte Sierio, poi) sulle aree di piattaforma che in parte erano emerse e in erosione (figura 41).

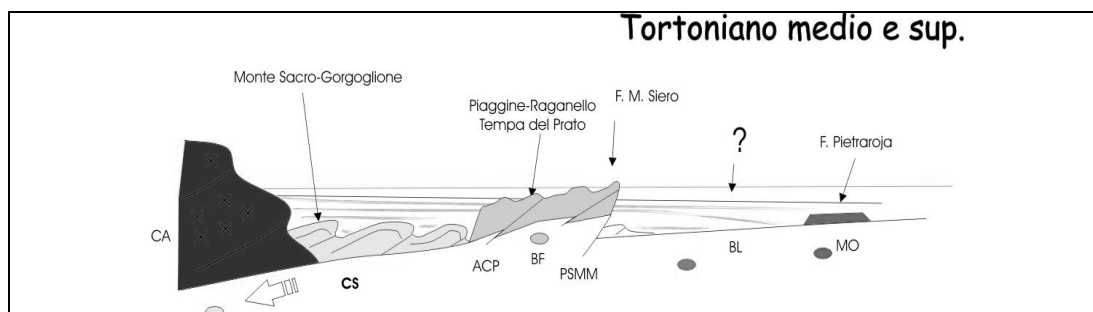


Figura 41: Ricostruzione della paleogeografia tortoniana dell'Appennino ipotizzata da FIANO (2004).

4.3.1.1 Petrografia delle Arenarie Di Piaggine

Le Arenarie di Piaggine sono state nel tempo oggetto di studi petrografici a diverso grado di dettaglio ad opera di diversi Autori (CRITELLI, 1991; CRITELLI & LE PERA, 1995; e CASTELLANO, 1997).

Tra tutti gli studi esistenti va segnalato, in particolare, lo studio di CASTELLANO (1997), incentrato esclusivamente sulla Formazione delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine affiorante nell'area di Piaggine.

CRITELLI (1991) analizza nove campioni di arenarie con il metodo GAZZI-DICKINSON. Riconosce una composizione media Q62; F24; L14 (figura 42) (con deviazioni standard pari a $\pm 7\%$) caratterizzata da K-feldspati molto più abbondanti dei plagioclasi e con

prevalenza di elementi metamorfici e sedimentari tra i litici a tessitura fine.

Individua come roccia madre una roccia di tipo quarzolitica. Ipotizza come area sorgente un complesso di subduzione per la dominanza (14%) di tipi sedimentari e metasedimentari nei litici di grani essenziali.

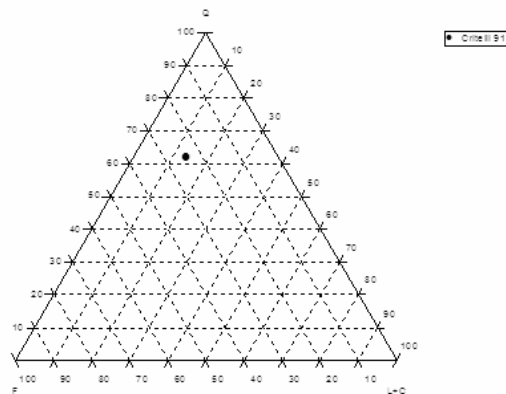
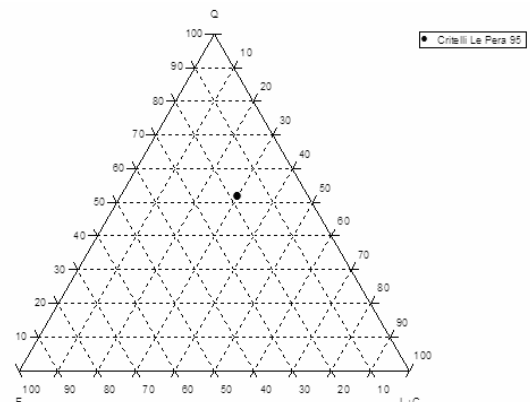


Figura 42: Arenarie di Piaggine in diagramma triangolare Q-F-LC secondo i dati proposti da CRITELLI (1991) (Q62, F24, L14).

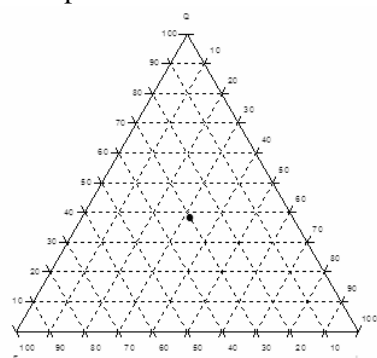
CRITELLI & LE PERA (1995) analizzano 41 campioni di Arenarie di Piaggine, senza però riferirsi a precise colonne stratigrafiche. Dai dati, prodotti con il criterio GAZZI-DICKINSON, è stata determinata una composizione principale media pari a Q52; F18; L30 (figura 43) con deviazioni standard pari a $\pm 4,3$ e 5.

Per la presenza di detrito di rocce ofiolitiche (serpentiniti, scisti serpentini, glaucofane...) ritengono che l'area sorgente del sedimento fosse il complesso di subduzione Liguride.

Figura 43: Arenarie di Piaggine in diagramma triangolare Q-F-LC secondo i dati proposti da CRITELLI & LE PERA (1995) (Q52, F18, L30).



CASTELLANO (1997) analizza 48 campioni con il metodo GAZZI-DICKINSON, calcolando la composizione modale d'insieme principale e d'ossatura.



I risultati ottenuti evidenziano una abbondanza di grani quarzosi (30-50%), percentuali simili di feldspati e litici variabili da 20 a 40 %. La composizione media risultante è pari a: Q38; F30; L32 (figura 44) con dispersioni pari a ± 4 , ± 5 , ± 4 , consente di collocare le Arenarie di Piaggine nel campo delle arenarie feldspatico-litiche.

Figura 44: Composizione delle Arenarie di Piaggine dai dati proposti da CASTELLANO (1997) (Q38 F30 L32).

La frazione litica a tessitura fine è dominata da litici metamorfici e sedimentari, mentre è del tutto ininfluenza il contenuto in litici vulcanici. L'Autrice riconosce due petrofacies principali: una con prevalenti litici metamorfici ed una con prevalenti litici sedimentari che però non si presentano in un preciso ordine stratigrafico. Al *top* della porzione più alta della successione viene segnalato un aumento relativo di frammenti carbonatici.

L'area madre, ricostruita mediante le analisi petrografiche, doveva essere costituita da rocce clastiche a composizione quarzoso-feldspatica-micacea, ovvero da rocce clastiche aventi composizione simile a quella delle Arenarie di Piaggine. Infine, un'importante osservazione effettuata su tali terreni è che essi siano caratterizzati da un consistente riciclo. CASTELLANO (1997) L'Autrice segnala poi una similitudine composizionale con le arenarie del Saraceno figura 45 (Q54;F10;L36 CRITELLI, 1993).

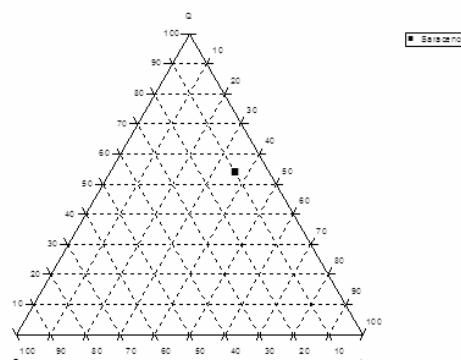


Figura 45: Composizione delle arenarie della Formazione del Saraceno CRITELLI (1993).

CRITELLI (1999) in uno studio di sintesi sull'Appennino meridionale e sulle composizioni delle arenarie, ripropone per le Arenarie di Piaggine i dati presentati da CRITELLI & LE PERA (1995), cioè una composizione quarzolitica. Riconferma la

precedente interpretazione (CRITELLI & LE PERA, 1995) del Complesso Liguride, *thrust* frontale emerso della catena, come area sorgente (figura 46).

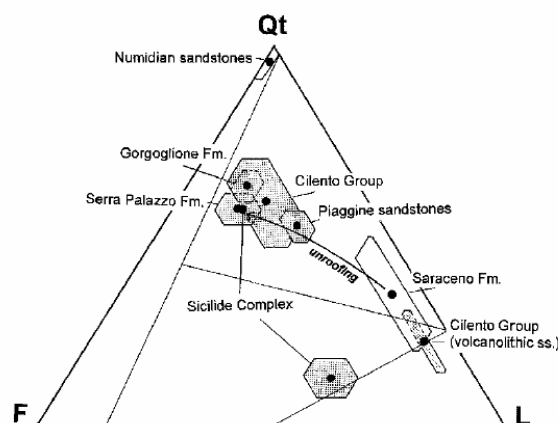


Figura 46: Classificazione di arenarie appartenenti alle diverse formazioni arenacee dell'Appennino meridionale proposta da CRITELLI (1999).

I dati di composizione delle arenarie, proposti dai diversi Autori citati, sono stati confrontati graficamente nel diagramma triangolare in figura 47.

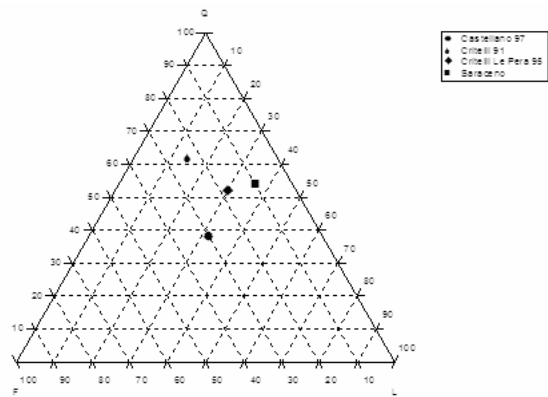


Figura 47: Sintesi delle diverse composizioni medie proposte dai diversi Autori.

4.3.2 Torrente Raganello

GRANDJAQUET (1971) riconosce l'esistenza di due cicli sedimentari miocenici sul Pollino: un primo ciclo concordante di età oligo-aquitania, costituito dalle Formazioni di Cerchiara e del Bifurto, ed un secondo ciclo discordante, successivo ad una fase tettonogenetica, caratterizzato da depositi di età Aquitaniano superiore-Burdigaliano, che denomina 'Argille a Blocchi'.

BOSQUET (1971) riconosce sul Monte Pollino, nell'Appennino calabro-lucano, al di sopra dei terreni della Formazione di Trentinara (SELLI, 1962) due differenti successioni mioceniche: la prima, concordante costituita dai terreni della Formazione di Cerchiara di SELLI (1962), e la seconda discordante, costituita dai terreni cui ha dato il nome di Formazione di Pietra dell'Angelo (BOSQUET, 1965). L'Autore suddivide tale formazione in due parti, una inferiore, costituita da conglomerati in matrice calcarenitica con spessori di 1-5 m che passano verso l'alto a marne brune e a marne a conglomerati; ed una superiore con marne brune e intercalazioni calcarenitiche. Tale successione, preceduta da una intensa fase erosiva, presenta uno spessore totale pari a circa 50-80 m, è molto tettonizzata e spesso incompleta, di frequente, infatti, sono assenti i conglomerati di base.

SANTO E SGROSSO (1988) istituiscono la Formazione del Torrente Raganello, per descrivere una formazione poggiante in discordanza sulle calcilutiti della Formazione di Trentinara, sulle calcareniti della Formazione di Cerchiara e sui terreni della Formazione del Bifurto, e troncata a tetto dalla falda alloctona costituita dall'Unità del Frido. La successione è caratterizzata da notevoli variazioni di facies, sia laterali che verticali, ed è costituita dal basso verso l'alto da (figura 48):



1. conglomerati prevalentemente calcarei, mal stratificati, con una matrice siltoso-marnosa, contenente clasti a spigoli vivi o appena smussati, che possono raggiungere dimensioni notevoli (derivanti, in prevalenza, dai calcari della Formazione di Trentinara);
2. depositi ben stratificati a granulometrie più sottili, costituiti da arenarie, calcareniti e marne. Le arenarie sono arcose litiche che talora passano a calcareniti più o meno arenacee, ed infine, nella parte alta brecciole calcaree a foraminiferi bentonici;
3. depositi caotici, in matrice marnoso-siltosa, a grossi clasti e olistoliti (alcune migliaia di m³) calcarei, derivanti in prevalenza dalla Formazione di Trentinara, spesso intercalati a depositi conglomeratici (Formazione di Pietra dell'Angelo).

L'età della Formazione del Raganello è non più antica del Burdigaliano superiore.

Figura 48: Colonna stratigrafica schematica della Formazione del Raganello desunta dalle descrizioni di SANTO & SGROSSO (1988).

Per le caratteristiche comuni e per l'interpretazione simile, gli Autori correlano la Formazione del Torrente Raganello con la Formazione delle Calciruditi e Arenarie di Piaggine, ritenendo non più valida la correlazione di tali depositi con il bacino Irpino.

MONACO *et alii* (1995) descrivono un intervallo estremamente tettonizzato, con spessori variabili da pochi metri a circa 200 m, caratterizzato da una matrice argilloso-siltosa scagliettata di colore tabacco e da argille marnose grigiastre inglobante, blocchi di dimensioni variabili da metriche a chilometriche di quarzareniti numidiche, da termini della Formazione del Saraceno e del *Flysch* Calabro-Lucano da metamorfiti dell'Unità del Frido, Argille Varicolori e terreni delle Unità Sicilidi, Calcareniti della Formazione di Cerchiara, e pezzi della Formazione del Bifurto.

Tale intervallo, corrispondente alla porzione sommitale caotica della Formazione del Bifurto descritta da Selli (1957), è in contatto stratigrafico al di sopra delle unità carbonatiche e in contatto tettonico al di sotto dei terreni del Complesso Liguride, e viene interpretato dagli Autori come una tettonite ricca in elementi esotici provenienti sia dalle unità carbonatiche sia dalle unità alloctone, originatosi in corrispondenza della superficie di taglio del *sole thrust* durante la sua migrazione.

4.3.3 Ruditi Degli Alburni e Arenarie di Tempa del Prato

PESCATORE *et alii* (1972) descrivono sui Monti Alburni, oltre alla successione miocenica concordante, caratterizzata da spessori di alcune decine di metri, una successione miocenica discordante, potente alcune centinaia di metri, costituita da marne, argille arenarie e conglomerati a matrice arenitica con olistostromi di Argille Varicolori.

SANTO (1988, 1996) riconosce sui Monti Alburni, in contatto stratigrafico discordante su un substrato calcareo, costituito in prevalenza da calcari cretacei ed in subordine da calcari eocenici, terreni che egli attribuisce ad un secondo ciclo miocenico, analogo, anche se con caratteristiche leggermente diverse, al secondo ciclo dei massicci circostanti riferibili alle Formazioni di Piaggine e del Torrente Raganello.

I terreni di tale secondo ciclo discordante, cui l'Autore ha dato nome Ruditi degli Alburni, sono costituiti da ruditi (breccie e/o conglomerati) a clasti in prevalenza calcarei con subordinati clasti arenacei, cristallini sempre visibilmente arrotondati, e clasti vulcanici.

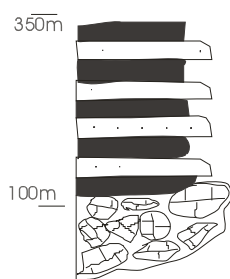
Tali ruditi (breccie e/o) conglomerati, fortemente eterometriche e raramente stratoidi sono prive di strutture interne e di selezione dei clasti, presentano un contenuto di matrice estremamente variabile e contengono, spesso, grossi olistoliti carbonatici.

I clasti, prevalentemente calcarei, sono costituiti da calcari a rudiste, calcareniti a grossi foraminiferi (*Alveoline* e *Nummuliti*) da più rare calcareniti e calcilutiti avana a *Spiroline*, e da ancora più rari clasti derivanti dalla Formazione di Cerchiara; ad essi si associano sporadici clasti terrigeni, costituiti da arenarie immature, calcari marnosi, rocce silicee, rocce cristalline, ignee e metamorfiche, lenti di argille residuali, pacchi di strato di puddinghe poligeniche e più raramente, vulcaniti.

Le dimensioni dei clasti sono variabili da qualche centimetro a qualche decimetro e sono spesso smussati e carsificati, e talora compenetrati.

La matrice è prevalentemente calcarea, talora più argillosa con *Nummuliti*, *Alveoline*, Lamellibranchi e Rudiste perfettamente isolati. Al microscopio la matrice mostra oltre ad una abbondante componente calcareo detritica una frazione terrigena, costituita da cristalli sialici (quarzo, feldspati e miche) e piccoli litici di varia natura.

Gli spessori delle ruditi si aggirano intorno ai 100 m, verso l'alto passano ad una successione terrigena (le Arenarie di Tempa del Prato) costituita da alternanze di strati sottili di arenarie, siltiti e peliti con spessori non inferiori a 150 m (figura 49), ma privo di faune significative. L'età di tali terreni, determinata nelle Arenarie di Tempa del Prato, è da ritenersi non più antica del Tortoniano medio-superiore.



L'interpretazione che l'Autore ha fornito delle Ruditi degli Alburni è che queste si sono deposte nell'area prossimale di un bacino tettonicamente attivo individuatosi nel Tortoniano sulla piattaforma Campano-Lucano-Calabrese. L'area di alimentazione di tale bacino doveva essere prevalentemente un'area di piattaforma (Unità Alburno-Cervati) ma doveva esistere nelle vicinanze anche un'area in grado di fornire gli elementi terrigeni.

Figura 49: Colonna stratigrafica schematica desunta dai lavori di **SANTO (1988)** e **SANTO (1996)**.

4.3.4 Le Breccie di Sapri

SGROSSO A. (1994-2002) descrive nei dintorni di Sapri e di Rivello un deposito ruditico continentale, che ha denominato Breccie di Sapri. Tale deposito è in contatto stratigrafico discordante sui terreni delle Formazioni di Cerchiara e del Bifurto, ed è sottoposto tettonicamente dalle falde di origine interna.

Le Breccie di Sapri, sono prive di strutture interne, e sono costituite esclusivamente da frammenti calcarei, derivanti dalla piattaforma Campano-Lucano-Calabrese (SGROSSO, 1986), di dimensioni variabili da pochi centimetri a svariati metri cubi. La matrice, in quantità estremamente variabile da un affioramento all'altro e nell'ambito del medesimo affioramento, è di tipo *clay soil* (con illite e caolinite), presenta una frazione sabbiosa con cristalli di pirosseni e piccoli frammenti di quarzo arrotondato.

Lo spessore è variabile da 10 a 30 m e l'area di affioramento di tali terreni è di alcune centinaia di m².

L'interpretazione che l'Autore fornisce delle Breccie di Sapri è che esse siano depositi continentali di tipo *rock fall* e che la matrice, anche per la sua distribuzione nell'ambito dell'affioramento (più abbondante all'esterno che all'interno dell'affioramento), sia un paleosuolo infiltrato localmente, escludendo, per l'incompatibilità morfologiche che possa trattarsi di depositi continentali recenti.

L'età è certamente più recente di quella della Formazione del Bifurto (Burdigaliano-Langhiano superiore) su cui il deposito poggia in discordanza e più antica dell'arrivo delle falde interne per l'assenza di clasti di origine interna nelle breccie stesse.

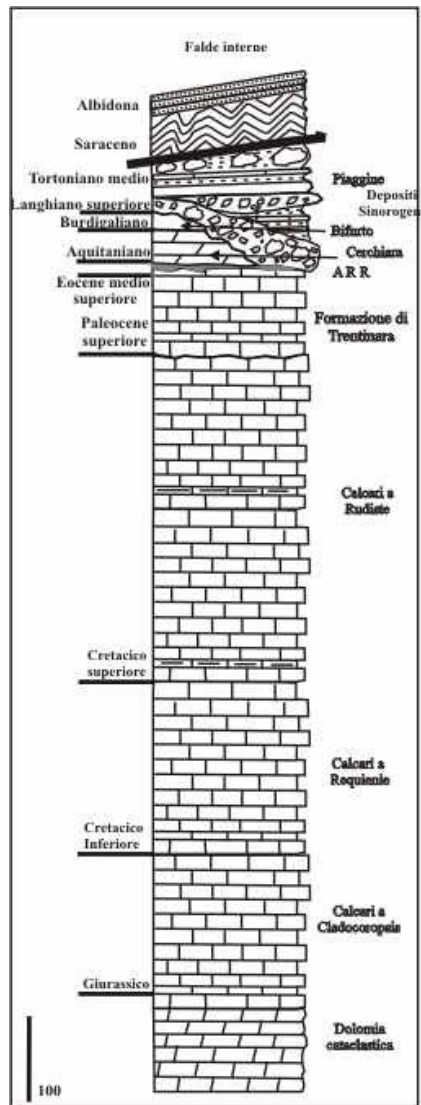
CAPITOLO 5: LA SUCCESSIONE AFFIORANTE NELL'AREA STUDIATA

5.1 Introduzione

Nel capitolo dedicato alle metodologie di studio si è discusso della scelta di effettuare un rilevamento geologico in scala 1:10.000, di riportarlo in scala 1:25.000, e della necessità di osservazioni di maggior dettaglio degli affioramenti miocenici.

Il rilevamento geologico ad ampia scala è stato indispensabile per comprendere la distribuzione areale, le caratteristiche generali dei depositi miocenici e per la scelta degli affioramenti più significativi.

Gli obiettivi del lavoro hanno reso poi necessaria una rappresentazione cartografica che desse particolare rilievo ai depositi miocenici ed alla relazione di essi con il substrato.



Per tale ragione i terreni affioranti sono stati suddivisi in: *i*) substrato carbonatico, costituito da una porzione inferiore indifferenziata sino al Cretacico superiore, e da una superiore costituita dai terreni della Formazione di Trentinara e, talora, da lembi della Formazione di Cerchiara, non cartografate separatamente per questioni di scala; *ii*) la successione miocenica pelitico-conglomeratica oggetto di studio *iii*) le successioni calcareo-marnose e arenacee argillose, torbiditiche, genericamente attribuibili alla falda tettonicamente sovrascorsa alla successione carbonatica ed ai depositi miocenici ad essa associati.

Semplificando in tal modo la rappresentazione cartografica si ottiene un'immediata visione d'insieme della distribuzione dei terreni miocenici, del substrato su cui essi si sono depositi e della distribuzione areale delle principali facies mioceniche.

A questo punto, seppure in maniera sintetica, mi sembra doveroso fornire una descrizione più dettagliata di tutti quei terreni genericamente raggruppati, nella rappresentazione cartografica in: substrato e falda ed una prima sintetica descrizione dei terreni miocenici, dei quali, invece, si discuterà più ampiamente nei capitoli successivi.

La successione descritta è rappresentata graficamente nella colonna stratigrafica schematica dell'area in esame presentata in (figura 50).

Figura 50: Colonna stratigrafica schematica della successione affiorante nell'area studiata.

5.2 Il substrato carbonatico

I terreni genericamente indicati in carta come “substrato carbonatico” appartengono ad una successione di piattaforma carbonatica attribuibile al dominio di piattaforma carbonatica più interno, la piattaforma Campano-Lucano-Calabrese di SGROSSO (1988).

Nell’area studiata la successione carbonatica affiorante è costituita in prevalenza dalla porzione stratigraficamente più elevata della successione, a partire dal Cretacico inferiore; terreni più antichi attribuibili al Giurassico sono stati, infatti, individuati solo sul versante sud occidentale di Monte Rotondo (tra Timpone Sant’Anna e Timpone S.Giorgio).

La porzione stratigraficamente più bassa della successione osservata nell’area studiata, è costituita da dolomie intensamente cataclasate con spessori di circa 100 m, affioranti alla base di Monte Rotondo. Attribuire un’età a tali terreni, non è possibile a causa dell’intensa tettonizzazione della roccia che ne oblitera completamente il contenuto fossilifero.

Al di sopra di tale importante fascia cataclastica affiorano i termini giurassici della successione costituiti da dolomie, calcari e calcari dolomitici laminati, calcilutiti e prevalenti calcareniti bioclastiche a *Cladocoropsis mirabilis*, calciruditi intra-bioclastiche, calcari oolitici.

Verso l’alto la successione prosegue con terreni del Cretacico inferiore, rappresentati da calcilutiti e calcareniti grigie in strati e straterelli con Requenie, con spessori di alcune centinaia di metri, cui segue il Cretacico superiore, costituito da calcareniti e calcilutiti grigie ed avana a “Rudiste” in strati e banchi con intercalazioni di sporadici livelli di marne verdi. La successione appare ben stratificata con strati di spessore variabile da un decimetro a qualche metro per spessori complessivi di circa 500 m.

Il Paleocene superiore-Eocene medio-superiore è rappresentato dai terreni della Formazione di Trentinara; in appoggio stratigrafico concordante sul Cretacico, caratterizzati per oltre cento metri da calcareniti e calcilutiti grigio-giallastre, per lo più *wackestone* e *mudstone* e subordinatamente *packstone* e *grainstone*, con strati calcareo-marnosi verdognoli e argilloso-marnosi rossicci. La frazione ruditico arenitica è costituita da gusci di gasteropodi, alveolinidi, spirolinidi, miliolidi e alghe. A più altezze sono note strutture da disseccamento con intercalazioni e riempimenti di marne, argille e calcari nodulari. L’età della Formazione di Trentinara, determinata da BARATTOLO & PARENTE (1991), è compresa tra il Paleocene superiore e l’Eocene medio-superiore per la presenza di *Pratulonella salernitana* in associazione con spirolinidi.

Dall’Eocene medio-superiore al Miocene una lacuna stratigrafica e una fase chiaramente continentale sono testimoniate da marcate erosioni, da carsismo e dalle sacche di Argille rosse residuali.

Tale deposito mostra nell’area studiata la discontinuità di distribuzione descritta in letteratura; esso, infatti, affiora con spessori massimi di un metro in maniera molto

discontinua, e pertanto non cartografabili in scala 1:10.000, e localizzati per lo più nell'area settentrionale di Caselle in Pittari.

Il Miocene inferiore è rappresentato dalla Formazione di Cerchiara, costituita da calciruditi e calcareniti glauconitiche, *grainstone* bio-litoclastiche per l'abbondante detrito costituito da alghe coralline, briozoi, molluschi e foraminiferi, di colore giallastro con una tipica reticolatura (SCANDONE & SGROSSO, 1965).

Tali calcareniti e calciruditi sono trasgressive sui terreni precedentemente descritti e si adattano ad un substrato debolmente articolato.

Nella zona studiata non sempre tali depositi sono conservati anzi spesso risultano estremamente erosi ed affioranti in sottili lembi di spessori limitati a qualche decina di centimetri o al massimo a qualche metro. Tuttavia di frequente sono stati rinvenuti litotipi caratteristici di tale formazione in olistoliti all'interno della facies caotica della formazione sovrastante.

L'età è non più antica dell'Aquitano, per la presenza di *Miogypsina socini* e *M. globulina* (CARANNANTE *et alii*, 1988).

Nell'area a nord nord-est di Sapri la successione continua direttamente con i terreni riferibili al secondo ciclo miocenico, mentre sono assenti i terreni che registrano l'evoluzione ad avanfossa, con le Formazioni del Bifurto e delle Arenarie di Civita.

Marne, marne silicizzate, peliti con livelli tufitici, calcareniti, breccie a macroforaminiferi e argilliti, passanti verso l'alto ad una successione quarzarenitica di tipo Numidico, riferibili alla Formazione del Bifurto sono abbondantemente affioranti, ma per le caratteristiche giaciture ed i rapporti con il substrato sono stati interpretati come grossi olistoliti.

5.3 Depositi miocenici studiati

I terreni miocenici studiati sono costituiti da una successione prevalentemente pelitico-ruditica, di aspetto fortemente caotico, con frequenti olistoliti calcarei, e sono caratterizzati da una marcata variabilità di facies. La successione generalmente inizia con ruditi carbonatiche cui seguono siltiti con calcareniti e corpi arenitici canalizzati con un potente livello ad olistoliti, le cui dimensioni possono arrivare alle centinaia ed anche ad alcune migliaia di metri cubi, di terreni attribuibili alle Formazioni del Bifurto, di Cerchiara, di Trentinara e alle falde di provenienza interna.

Per la facile erodibilità e instabilità che li caratterizzano, i terreni studiati sono generalmente affioranti, come ben evidente nella carta geologica allegata, in depressioni tettoniche, e sono caratterizzati da spessori variabili da pochi metri a qualche centinaio di metri.

Di frequente, i contatti con il substrato sono di natura tettonica. Spesso, inoltre, sono caratterizzati da un'abbondante copertura vegetale e da una forte antropizzazione che rendono difficoltose osservazioni di dettaglio continue. In particolare, la realizzazione delle colonne stratigrafiche ha richiesto osservazioni generalizzate, realizzazione di numerose sezioni stratigrafiche parziali e, solo in un secondo momento, ricostruzioni stratigrafiche globali dei singoli affioramenti prima, e di tutta l'area studiata poi.

I terreni descritti poggiano su un substrato fortemente eroso costituito dai calcari della Formazione di Trentinara (Campo Forche), dalle Calcareniti della Formazione di Cerchiara (Ponte dei Francesi) e dalle argille rosse residuali (Petriccioli); e deformato, spesso i terreni studiati, suturano, infatti, antiche superfici di faglia (Petriccioli, Pantanelle, Masseria Fossito, Valle Frassino, Madonna dei Martiri...).

5.3 Internidi

I terreni tettonicamente sovrapposti alle unità di piattaforma e ai terreni dei due cicli miocenici concordante e discordante affioranti nell'area in esame sono depositi bacinali di provenienza interna, genericamente definiti "internidi".

Tuttavia è possibile distinguere almeno due principali formazioni note in letteratura come Formazione del Saraceno e Formazione di Albidona.

5.3.1 La Formazione del Saraceno

I terreni della Formazione del Saraceno sono costituiti da una parte bassa, calcareo-marnosa, di origine torbiditica, costituita da calcilutiti e calcareniti grigio scure con liste di selce scura, peliti fogliettate nere, areniti calcareo-litiche in strati centimetrici e decimetrici, brecciole litiche e microconglomerati a clasti metamorfici.

Talora, si osservano intercalazioni di strati marnosi biancastri spessi fino al metro. Il rapporto arenaria pelite è in genere maggiore di uno.



In tutti gli affioramenti osservati, questa successione si presenta sempre molto deformata e piegata. Si osservano pieghe *chevron* (figura 51), e isoclinali talora coricate, con accavallamenti e tagli in cerniera.

Figura 51: Formazione del Saraceno nel Rio della Baccuta; particolare di pieghe *chevron*.

La porzione superiore caratterizzata da una composizione prevalentemente arenacea costituita da siltiti e arenarie torbiditiche fini quarzoso-micacee in strati sottili tipo T.B.T. (*Thin Bedded Turbidite sensu* MUTTI, 1992), da rari strati metrici di marne biancastre, e subordinatamente arenarie medie o grossolane litiche in strati medi, brecciole, microconglomerati litici, peliti rossastre o verdognole decimetriche.

Nella parte alta di questa successione, diventano poi predominanti le arenarie quarzose.

L'età arriva sino all'Oligocene-Aquitaniense nella parte alta, DI STASO & GIARDINO (2002).

5.3.2 La Formazione di Albidona

In contatto stratigrafico discordante, sui terreni precedentemente descritti si osserva un'alternanza di torbiditi calcarenitiche e arenaceo calcaree con peliti marnoso argillose subordinate siltiti ed arenarie fini micacee e arenarie miste, livelli calcilutitici e rarissimi livelletti di selce; “Fogliarina” (calcarei marnosi fogliettati, biancastri, giallognoli in superficie e grigi in frattura fresca) in banchi di spessori di alcuni metri.

Il rapporto arenaria/pelite è sempre minore di uno e sembra decrescere risalendo la successione. La deformazione è più blanda rispetto a quella della formazione sottostante, con pieghe a più ampio raggio.

Verso l'alto la componente calcarea diminuisce gradualmente per lasciare posto a siltiti e arenarie fini micacee, marne ocracee o biancastre, di natura torbiditica con strati dell'ordine dei decimetri o dei centimetri tipo TBT. Presenti banconi marnosi, il cui spessore non superano mai i dieci metri, che sembrano molto deformati e lenticolari.

Il rapporto arenaria/pelite è in genere alto e sono evidenti gli intervalli di BOUMA (generalmente intervalli Ta-c, Tb-d). Gli strati arrivano ad essere dell'ordine del metro, ma sono abbondanti anche le torbiditi sottili. Intercalati tra le arenarie micacee sono presenti livelletti di arenarie fini silicifere e *slump* (Figura 52).

L'età è Serravalliano-Tortoniano (SGROSSO, 1998).



Figura 52: Aspetto tipico dei terreni attribuibili alla Formazione di Albidona affioranti nell'area studiata.

CAPITOLO 6: PRINCIPALI AFFIORAMENTI STUDIATI

Il lavoro di terreno è stato realizzato mediante osservazioni di dettaglio e ricostruzioni ed osservazioni di carattere stratigrafico e sedimentologico petrografico e biostratigrafico per ogni affioramento studiato.

I dati raccolti sono presentati per singolo affioramento e sono suddivisi in due insiemi principali: *i)* “sezioni tipo”, in cui vengono descritti gli affioramenti più caratteristici e noti delle Formazioni di Piaggine del Raganello e delle Ruditi degli Alburni, integrando i dati di terreno con quelli di letteratura; *ii)* affioramenti dell’area studiata in cui vengono descritti gli affioramenti studiati in dettaglio per la prima volta con il presente lavoro.

6.1 “Sezioni tipo”

6.1.1 Piaggine

Tra le località segnalate in letteratura, sono state scelte per l’area di Piaggine: i Fossi dove è ben visibile il contatto delle Calciruditi di Piaggine con i terreni della Formazione del Bifurto (SGROSSO, 1981; CASTELLANO, 1997), oltre che il passaggio stratigrafico tra le Formazioni di Cerchiara e del Bifurto (figura 53); e San Pietro e Tempa Rossano per osservazioni sulle due facies Api e Aps (rispettivamente pelitica ed arenacea) delle Arenarie di Piaggine descritte da CASTELLANO (1997) (figura 54).

Figura 53: Colonna stratigrafica schematica della successione affiorante ai Fossi, dove sono visibili il passaggio stratigrafico per alternanza tra le Formazioni di Cerchiara e del Bifurto ed il contatto stratigrafico tra tali terreni e le Calciruditi di Piaggine.

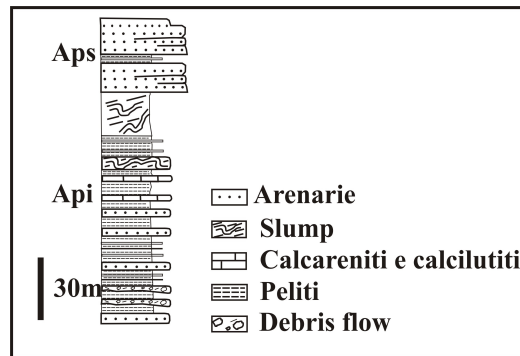
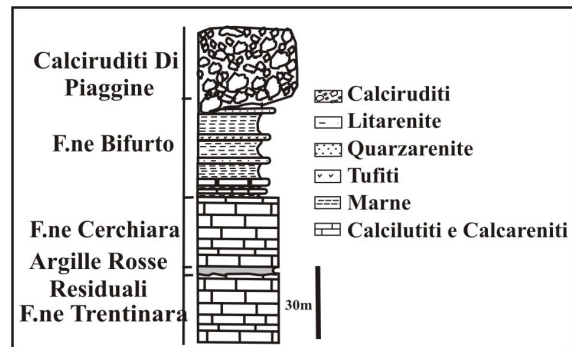


Figura 54: Colonna stratigrafica schematica delle arenarie di Piaggine.

La successione affiorante ai Fossi (figura 53) è costituita dal basso verso l’alto da circa 30 m Calcilutiti a *Spirolina* della Formazione di Trentinara, una sacca di spessore variabile da zero sino a circa 3 m di argille rosse residuali con abbondanti

pisoliti; 30 m di terreni della Formazione di Cerchiara (calcareniti da grossolane a medio-fini e marne argillose verdi), che passano, con gradualità, verso l’alto ai terreni della Formazione del Bifurto (figura 55): marne silicizzate verdi e rosse con intercalati strati di calcilutiti e calcareniti torbiditiche, calcilutiti spongolitiche, livelli tufitici e arenarie quarzose sottilmente stratificate di tipo Numidico, ed infine, in discordanza sui terreni del Bifurto si osservano 30 m di calciruditi carbonatiche: le Calciruditi di Piaggine.



Figura 55: Formazione del Bifurto in località i Fossi nei dintorni di Piaggine.

Le Calciruditi di Piaggine (figura 56) sono costituite da clasti carbonatici, da subarrotondati a spigoli vivi, estremamente addensati, con dimensioni variabili da pochi cm³ a centinaia di m³, appartenenti al substrato carbonatico, in prevalenza del Cretacico superiore e della Formazione di Trentinara, e subordinatamente calcareniti

della Formazione di Cerchiara e limitatissimi clasti di argille rosse residuali e di Bifurto. La matrice, quasi del tutto assente, è costituita in prevalenza da frammenti carbonatici, ed è classificabile come una *rudstone* bio-litoclastica a matrice *wakstone-packstone-floatstone*; tra i silicoclasti sono stati individuati quarzo, feldspati, e miche (CASTELLANO, 1997; SGROSSO, 1981).

Figura 56: Breccie di Piaggine affioranti in località i Fossi.



Le Calciruditi di Piaggine si presentano, in generale, mal stratificate e con geometrie lenticolari. Talora, mostrano una grossolana gradazione diretta ed un blando andamento stratoide.

La porzione arenacea della successione, in parte eteropica alle calciruditi (CASTELLANO, 1997), ed in parte ad esse sovrastante (SGROSSO, 1981 e CASTELLANO, 1997; figura 59) è distinguibile in due membri (figura 54): un membro pelitico (Api) ed un membro arenaceo (Aps) separati da un'*unconformity* a scala locale evidenziata da un brusco cambio litologico e dalla presenza di un deposito caotico.

In entrambi gli intervalli sono presenti intercalazioni carbonatiche e depositi da *debris flow*, in molti casi la gran parte del deposito è costituita da materiali del substrato (olistoliti di Bifurto); in dettaglio:

API: è la porzione pelitica, (figura 57) caratterizzata da spessori massimi di 90 m, con alla base strati arenacei, e *slump* (figura 58) a varie altezze. E' costituita da un'alternanza di arenarie da medie a molto fini, siltiti e argille-siltose con intercalazioni carbonatiche

(microbreccie, calcilutiti e marne) e da subordinati depositi da *debris flow* e da flussi iperconcentrati canalizzati.



Figura 57: Membro pelitico delle Arenarie di Piaggine affiorante in località San Pietro.

Figura 58: *Slump* affiorante a Tempone Rossano.



APs: è il membro arenaceo grossolano ed è caratterizzato da spessori variabili da 20 a 40 m; è costituito, da facies arenacee grossolane e microconglomeratiche (figura 59) e subordinatamente, da arenarie fini e da calcareniti.



Figura 59: Particolare del membro arenaceo grossolano (APs) della Formazione delle Arenarie di Piaggine.

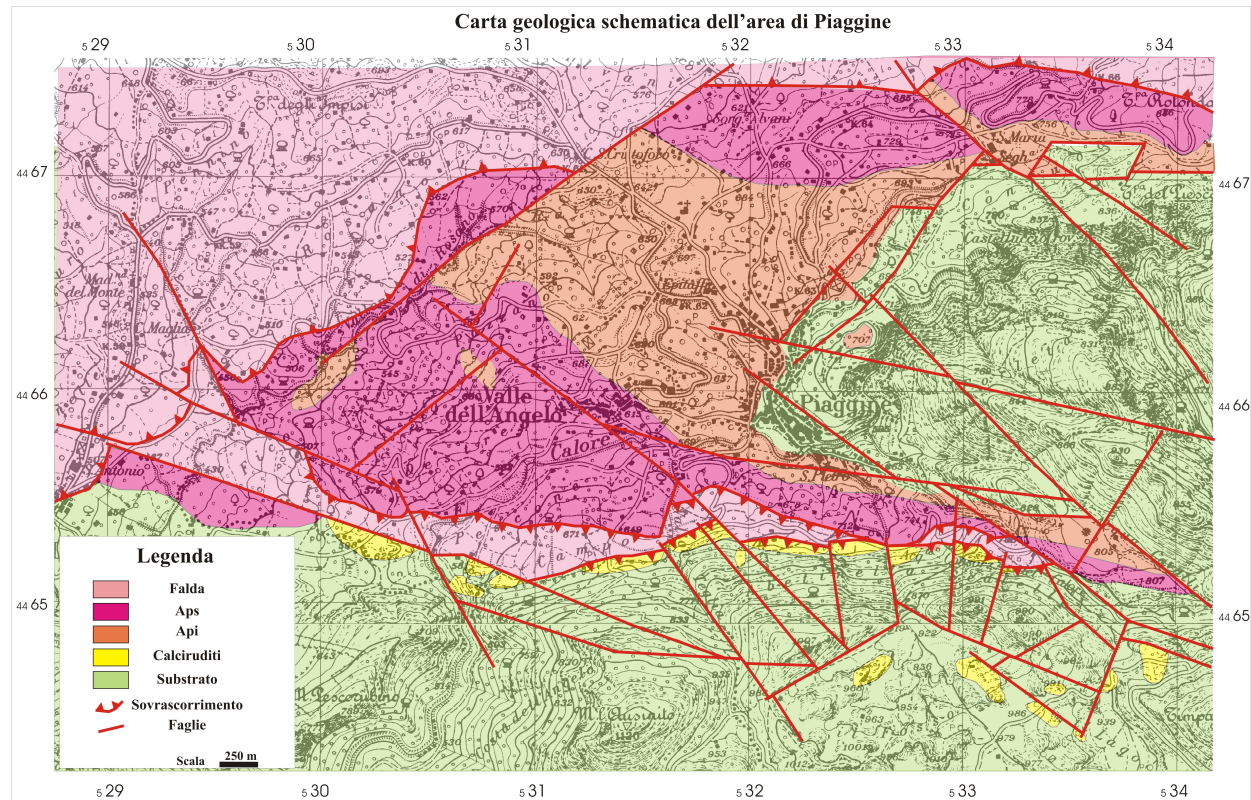


Figura 60: Carta geologica semplificata dell'area di Piaggine da CASTELLANO (1997) modificato, i litotipi affioranti sono stati distinti in: 1) substrato comprensivo della successione carbonatica di piattaforma e dalla sua evoluzione ad avanfossa (Formazioni di Cerchiara e Bifurto); Formazione di Piaggine distinta in calciruditi, membro pelitico API e Arenaceo APS, ed infine falda interna. La carta evidenzia l'ipotesi sostenuta dall'Autrice che le arenarie siano etropiche delle calciruditi e non ne costituiscano la loro evoluzione verso l'alto.

6.1.2 Torrente Raganello

Nelle gole del torrente Raganello è possibile osservare in contatto stratigrafico lievemente discordante sui calcari della Formazione di Trentinara un deposito ruditico matrice sostenuto (figura 61), con matrice arenitica grossolana giallognola, e con clasti di dimensioni variabili da *pebble* a *boulder*, con un grado di arrotondamento estremamente variabile da arrotondati a spigoli vivi. La natura dei clasti è prevalentemente carbonatica. All'osservazione dettagliata si possono distinguere all'interno di tale deposito conglomeratico basale più eventi deposizionali differenti; in particolare si riconosce al di sopra del deposito appena descritto, caratterizzato da uno spessore di circa 2m, un secondo deposito conglomeratico a ciottoli carbonatici di dimensioni variabili da *pebble* a *very coarse pebble* (20 cm circa), con ciottoli arrotondati e sub arrotondati in abbondante matrice arenacea grossolana grigiastra, con lenti di siltiti grigio verdi; separati da un livello di siltiti (10-70 cm) sottilmente stratificate (<0.5 mm) con inclusi carbonatici allungati di dimensioni 2X10 cm, visibilmente erose dal deposito conglomeratico sovrastante, per aspetto e caratteristiche del tutto simile al conglomerato di base, che sembra mostrare una gradazione inversa dei clasti.

Verso l'alto la successione diviene pelitica, di colore avana, con strati, pezzi di strato e ciottoli di calcareniti, calcareniti silicizzate, brecciole a macroforaminiferi e depositi da *mud flow* con ciottoli carbonatici arrotondati di calcareniti silicizzate, nella porzione superiore (figura 62).

Figura 61: Gole del torrente Raganello: deposito caotico di base della successione del Raganello.

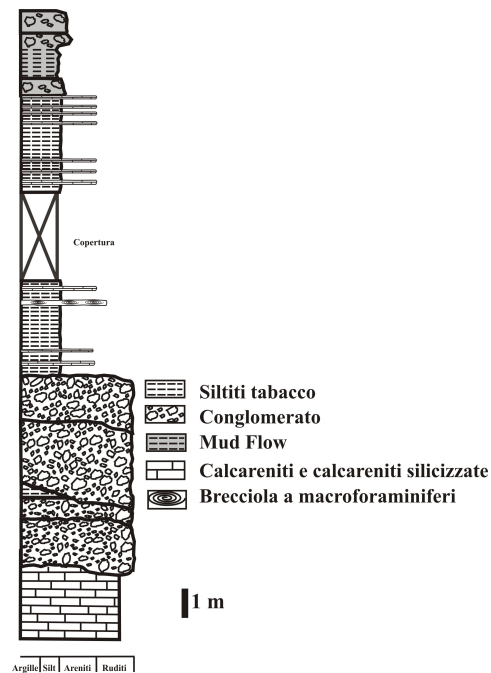


Figura 62: Colonna stratigrafica schematica dell'affioramento delle Gole del Raganello.

6.1.3 Tempa del Prato

Località tipo per l'osservazione delle caratteristiche della Formazione delle Ruditi degli Alburni e delle Arenarie di Tempa del Prato sono il Prato, presso Ottati ed i dintorni di Sant'Angelo a Fasanella, località già descritte da SANTO (1996), in cui è possibile individuare le caratteristiche principali della successione miocenica discordante degli Alburni.

Il substrato, rappresentato dalla successione carbonatica di piattaforma, appare chiaramente molto articolato; al Prato, ma anche lungo la strada che da Sant'Angelo a Fasanella conduce a Madonna della Montagna, è possibile osservare una superficie discordante rispetto alla stratificazione su cui poggia una rudite a matrice calcarea o una successione pelitica.

La successione inizia con una breccia molto cementata (figura 63), a matrice carbonatica fine, con clasti, talora perfettamente arrotondati, talora a spigoli vivi, di varia natura e dimensioni (da *fine pebble* a *very large cobble*).

Tra i clasti sono stati individuati calcari con selce (di probabile origine interna), calcareniti e calcilutiti torbiditiche, arenarie e calcilutiti calcareniti bianche di piattaforma.

La breccia di base, caratterizzata da spessori massimi di poche decine di centimetri, è spesso indistinguibile dal substrato, da cui si differenzia per la sola presenza di clasti.

Il significato di tale deposito e le sue relazioni con il substrato, non sono del tutto chiare; in molti punti il contatto con il substrato sembra essere stratigrafico, tuttavia, per la presenza, immediatamente al di sopra di tale breccia, lungo la strada che dal Prato conduce a Madonna della Montagna, di torbiditi marnoso-calcaree, brecciole calcaree e

calcareniti laminate di probabile derivazione interna (Unità Sicilidi); si potrebbe ipotizzare un contatto tettonico. Inoltre, numerosi dei clasti contenuti nella breccia basale, in particolare i calcari con selce, lasciano supporre relazioni molto strette con la falda interna stessa.



Figura 63: Breccia basale degli Alburni con clasti arrotondati e subarrotondati.

La successione prosegue con il deposito ruditico tipico degli Alburni (figura 64), un deposito caratterizzato da uno spessore di alcune decine di

metri con una matrice arenitica medio-grossolana gialla basale con rudiste e foraminiferi isolati; a clasti arrotondati e subarrotondati di dimensioni variabili da *fine pebble* a *large cobble* costituiti in prevalenza di calcilutiti bianche e calcareniti eoceniche a *Nummuliti*. I clasti sono di forma sferica e presentano un arrotondamento corrispondente alle classi 0,4-0,5 di KRUMBEIN; talora sulle superfici dei clasti si osservano fori di litodomi.



Figura 64: Particolare delle Ruditi degli Alburni.

Lateralmente, tale deposito calciruditico (figura 65), passa a depositi siltoso-arenacei color grigio e tabacco, in cui verso l'alto aumenta il contenuto silicoclastico, la successione, infatti, nella parte alta diviene più francamente arenacea.

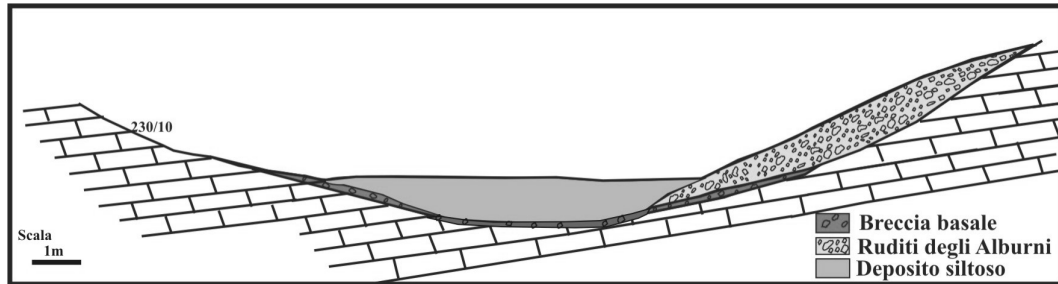


Figura 65: Rappresentazione schematica dei rapporti tra i principali litotipi affioranti in località Prato.

Gli affioramenti studiati, sono caratterizzati da una notevole estensione areale, ma da una cattiva esposizione legata alla forte copertura, per tale ragione non è stato possibile ricostruire una sezione stratigrafica di dettaglio, ma solo una sezione stratigrafica di sintesi (figura 66), in cui gli spessori sono stati stimati, ma non misurati direttamente.

Infine c'è da sottolineare che nel corso del lavoro di terreno, diversamente da quanto segnalato da SANTO (1996), non sono stati osservati clasti granitici all'interno delle Ruditi. Nelle località in cui tali clasti venivano segnalati all'interno delle Ruditi (SANTO, 1996), si sono osservati numerosi clasti, perfettamente arrotondati, di rocce ignee intrusive, talvolta anche di dimensioni di alcuni decimetri cubi, ma sempre sul deposito terrigeno sovrastante le Ruditi e mai al loro interno.

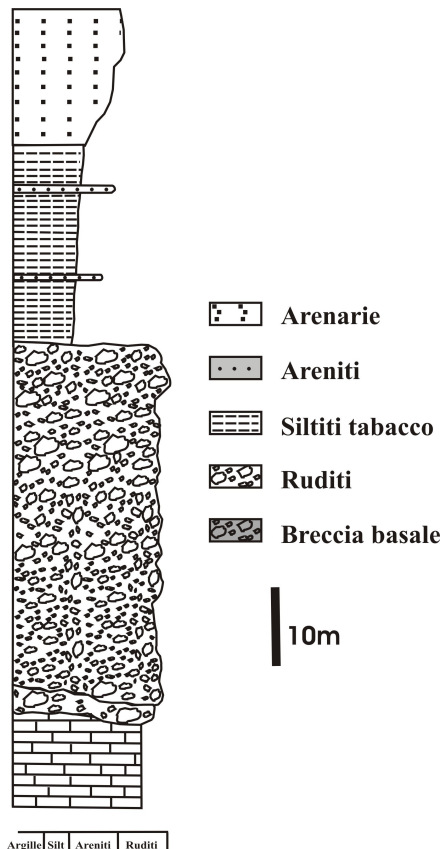


Figura 66: Colonna stratigrafica schematica della successione miocenica discordante affiorante sui Monti Alburni.

6.2 Principali affioramenti dell'area studiata

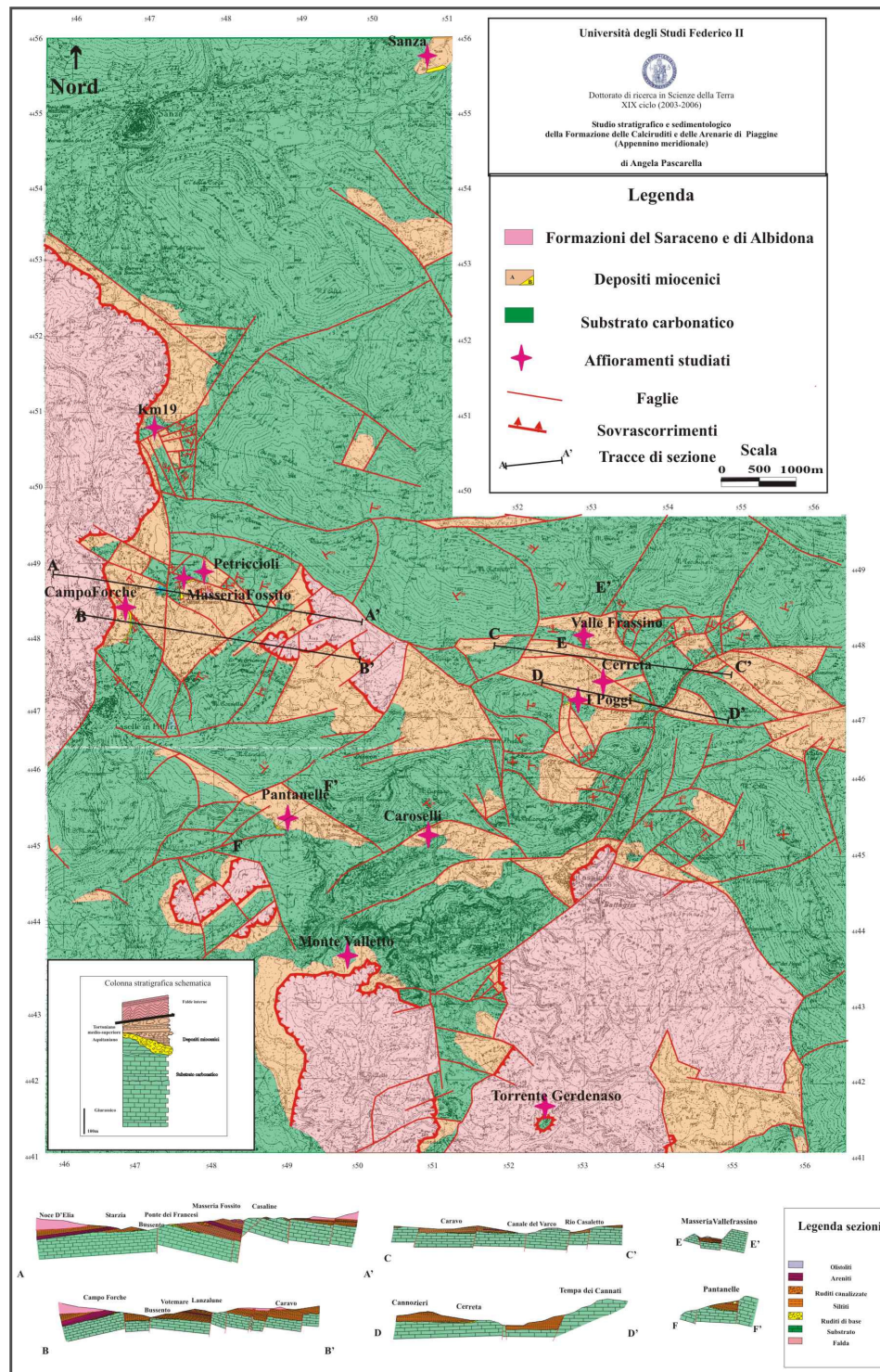


Figura 67: Carta geologica semplificata dell'area studiata in dettaglio; sulla carta sono indicati i principali affioramenti descritti nei paragrafi successivi.

6.2.1 Sanza

Tra gli affioramenti studiati, il migliore, per esposizione, è quello situato in località San Vito di Sanza in corrispondenza del taglio stradale per la realizzazione della variante della Strada Statale Bussentina, nel tratto compreso tra Buonabitacolo e Sanza.

Nel corso dello svolgimento del lavoro di tesi, a causa del procedere dei lavori per la realizzazione della suddetta strada, l'affioramento è andato distrutto, pertanto non è stato possibile realizzare tutte le analisi, le osservazioni ed i campionamenti desiderati.

In tale affioramento, su di un substrato evidentemente deformato ed eroso, costituito dai calcari a *Spirolina* della Formazione di Trentinara (figura 68a), poggia una successione dello spessore di circa 20 m. In tale successione, originariamente ben esposta per alcune decine di metri, è stato possibile ricostruire numerose sezioni stratigrafiche (figura 70) che hanno consentito di ottenere una descrizione dettagliata del deposito e di osservarne alcune importanti caratteristiche.

La successione stratigrafica di tale affioramento, rappresentata sinteticamente in figura 68, è costituita essenzialmente da tre principali litofacies, dal basso verso l'alto:

Litofacies Sa1: (Figura 68 b) rudite disorganizzata, mal cernita, a matrice arenitica prevalente con clasti carbonatici caratterizzati da un grado di arrotondamento comparabile con le classi 0,3 e 0,4 dello schema di comparazione visiva di KRUMBEIN, in particolare con la classe 0,4 il 77% dei clasti e con la classe 0,3 il 25% dei clasti. Le dimensioni dei clasti variano da *fine pebble* a *medium-large cobble*, con prevalenza di *medium e coarse pebble* (figura 69b e 69c).

I clasti, caratterizzati da una forte equidimensionalità dei due diametri misurati (vedi figura 69b e 69c), sono costituiti in prevalenza da calcilutiti, attribuibili alla Formazione di Trentinara e talora, da calcilutiti e calcareniti attribuibili alla Formazione di Cerchiara. Presentano talvolta fori litodomi e di altri organismi litofagi.

Molto abbondanti sono anche clasti argillosi grigio verdi.

La matrice, gialla passante a grigio lateralmente, granulometricamente varia da arenitica media a grossolana. Tessitualmente può essere classificata, infatti, come una *packstone-grainstone* carbonatica bio-detritica. Da un punto di vista composizionale è prevalentemente carbonatica e ricca di bioclasti con sporadici silicoclasti.

I bioclasti sono costituiti da foraminiferi bentonici, interi ed in frammenti tra cui sono stati individuati *Operculina*, *Nummulitidae*, *Lepidocyclina*, *Miogypsinidae*, *Miogypsina*, alghe rosse coralline e spicole di spugna, frammenti di briozoi di echinodermi e di lamellibranchi. I litoclasti sono costituiti in prevalenza da frammenti carbonatici attribuibili alle Formazioni di Trentinara e di Cerchiara. I silicoclasti sono costituiti da quarzo, feldspati, minerali pesanti opachi, frammenti di siltiti, mica, *shale*, *shale* inglobanti arenarie (Tavola 3, foto 10).

Nel deposito non sono state riconosciute orientazioni preferenziali dei clasti, nè strutture sedimentarie, mentre, frequentemente, sono stati riconosciuti contatti erosionali ed amalgamazioni tra i prodotti di più eventi deposizionali. Eventi di frequente evidenziati dalla presenza di depositi siltosi grigi, interposti tra di essi ed erosi solo parzialmente.

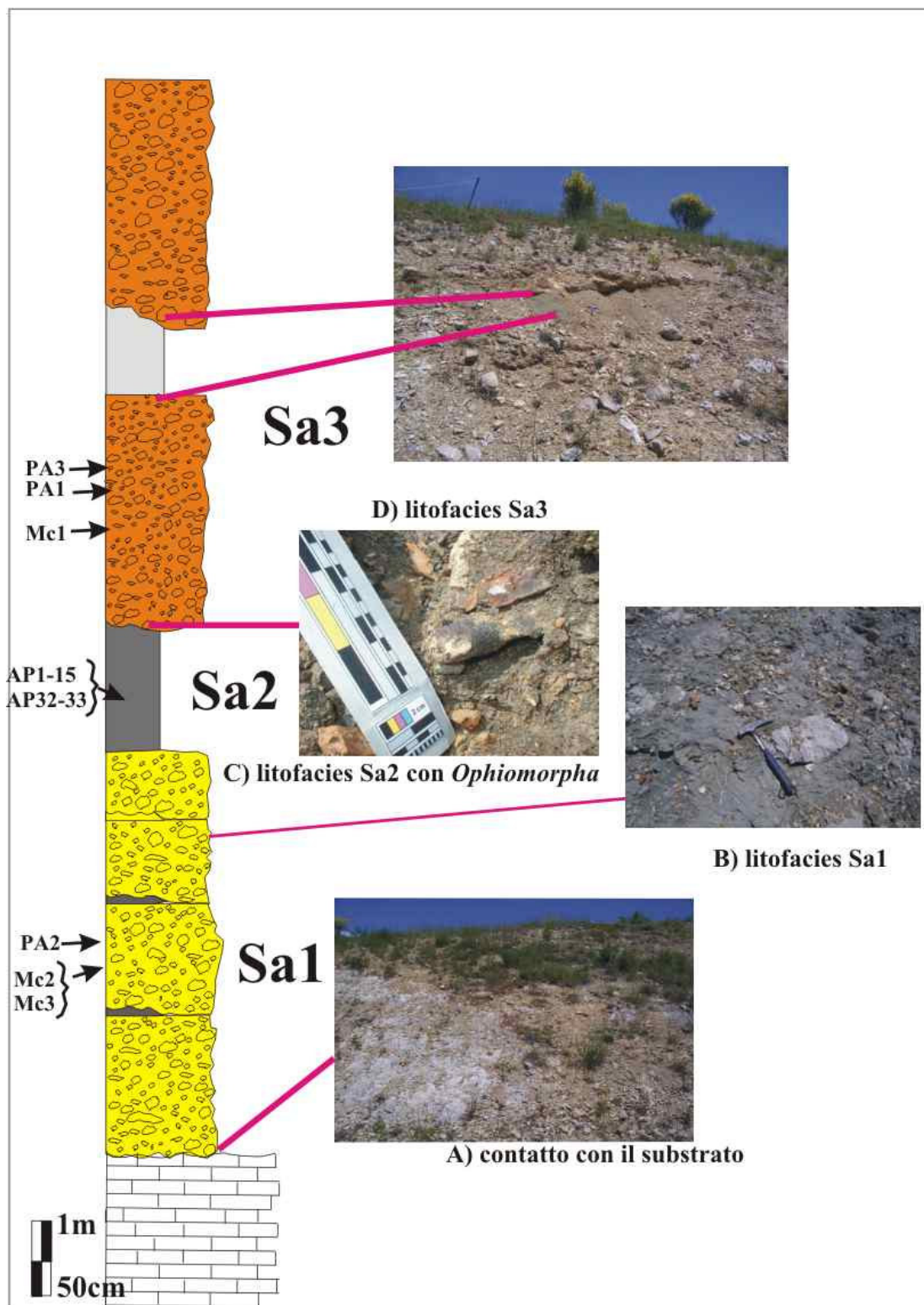


Figura 68: Colonna stratigrafica schematica dell'affioramento di Sanza, principali elementi caratterizzanti le litofacies che lo costituiscono, e ubicazione dei campioni prelevati per analisi biostratigrafiche (sigle AP) e petrografiche (sigle PA) e delle stazioni di misura effettuate sui clasti (sigle Mc).

Litofacies Sa2: siltiti e argille di colore grigio-grigio-verde e marrone-rossastro alternate a calcareniti con maggiore o minore “sporcatuta” silicoclastica, calcilutiti silicizzate, marne e areniti micacee in strati e pezzi di strato di dimensioni variabili da 30 a 50 cm e con frammenti silicizzati di *Ophiomorpha* (figura 68c).

In dettaglio nella litofacies Sa2 sono riconoscibili tre sub-litofacies:

Sa2a: siltiti grigie con marne e calcareniti, caratterizzate da una geometria fortemente lenticolare, talora con *flutes* alla base.

Sa2b: siltiti e argille-siltose marroni e rossastre con subordinate areniti micacee e calcareniti.

Sa2c: siltiti grigie con frammenti di *Ophiomorpha* silicizzati.

I rapporti tra le sub-litofacies Sa2a e Sa2b e Sa2c, ben visibili in figura 70, e sono di variazione laterale tra le areniti micacee e le siltiti della litofacies Sa2b e le marne con calcareniti della litofacies Sa2a e di evoluzione verso l'alto tra le litofacies Sa2a e Sa2b e le siltiti grigie della litofacies Sa2c.

Litofacies Sa3: (figura 68d) rudite parzialmente organizzata, matrice sostenuta e mal cernita, a clasti carbonatici caratterizzati da un grado di arrotondamento comparabile con la classe 0,4 di KRUMBEIN, 66,7% dei clasti e alla classe 0,3 il 25% dei clasti.

Le dimensioni dei clasti giungono sino a *very coarse boulder* (30, 50, 150 cm e talora arrivano anche a superare il metro). La classe più rappresentativa è la *coarse pebble*, ben rappresentate sono pure le classi *small* e *very coarse pebble*. Più abbondanti, rispetto alla litofacies Sa1, sono i clasti delle dimensioni di *small* e *medium boulder* (30 cm) (figura 69a). Il rapporto tra i due diametri misurati è pari ad uno.

I clasti (vedi figura 69a), sono quasi totalmente calcarei, talora con fori di litodomi, ed appartengono, per la gran parte, alla Formazione di Trentinara, ed alla Formazione di Cerchiara e limitati. Sporadici sono i clasti di calcari con selce.

Numerosi sono i clasti e le lenti argillose, anche di dimensioni superiori ai 50 cm.

La matrice è arenitica, di colore giallo, con una preponderante componente calcarea classificabile come una *packstone-grainstone* biodetritica con abbondanti foraminiferi bentonici e planctonici, oltre che pezzi di bivalvi; i litoclasti sono prevalentemente carbonatici e derivano dalle Formazioni di Trentinara e di Cerchiara, mentre i silicoclasti sono costituiti da quarzo, feldspati, grani cloritizzati, pesanti opachi e litici vulcanici (Tavola 2, foto 8 e Tavola 3, foto 9).

La litofacies Sa3 presenta inoltre, una porzione più fine rappresentata da siltiti tabacco o grigio-verdi con brecciole a macroforaminiferi, lenti marnose, *bouden* di calcilutiti silicizzate e calcareniti, ciottoli e pezzi di strato calcarenitici.

Si è osservata, inoltre in tale litofacies un parziale allineamento dei clasti allungati in prossimità della superficie erosionale più profondamente incisa nelle siltiti sottostanti (sezioni S16-S19 figura 70).

Il carattere fortemente erosivo del flusso che ha prodotto la deposizione della litofacies Sa3, è ben evidente al contatto con depositi siltosi della litofacies Sa2, talvolta completamente erosi (sezioni S2, S4, S8, S10, S11, S12; figura 70) o con la porzione fine della litofacies Sa3 stessa (S9, S12, S14, S18-S27 figura 70). Frequenti i *rip up clast* di

argille grigie di dimensioni anche superiori al metro derivanti dal deposito Sa2 e le frequenti amalgamazioni.

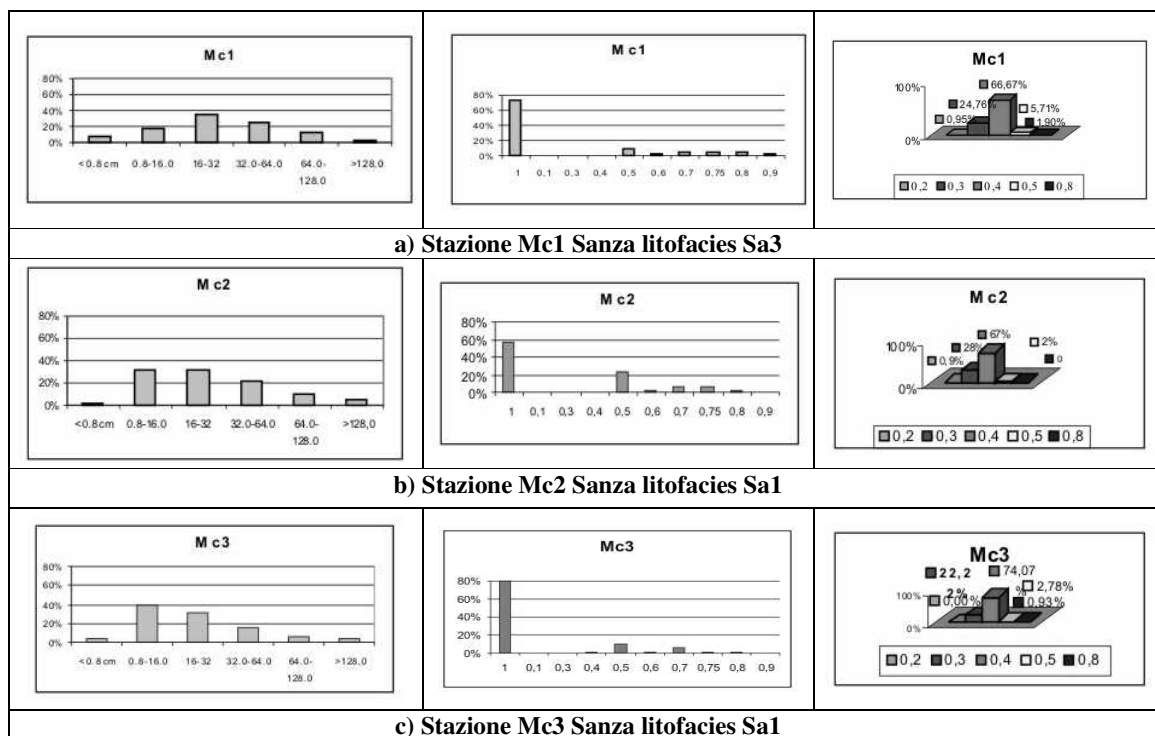


Figura 69: Da sinistra verso destra sono presentati gli istogrammi di distribuzione dei diametri medi dei clasti, il rapporto tra i due diametri misurati, e le percentuali di attribuzione dei clasti alle classi di arrotondamento di KRUMBEIN per i dati rilevati nelle stazioni di misura effettuate nell'affioramento di Sanza.

Le analisi biostratigrafiche sono state effettuate su 20 campioni, (AP1-AP15; AP22; AP32-34 e Sanza1) prelevati nelle porzioni più siltose della successione, risultati completamente sterili alle analisi per i foraminiferi, e solo parzialmente sterili alle analisi per il nannoplancton calcareo. Dei 20 campioni analizzati solo otto sono risultati non più antichi del Miocene inferiore (Burdigaliano superiore) biozona MNN4a.

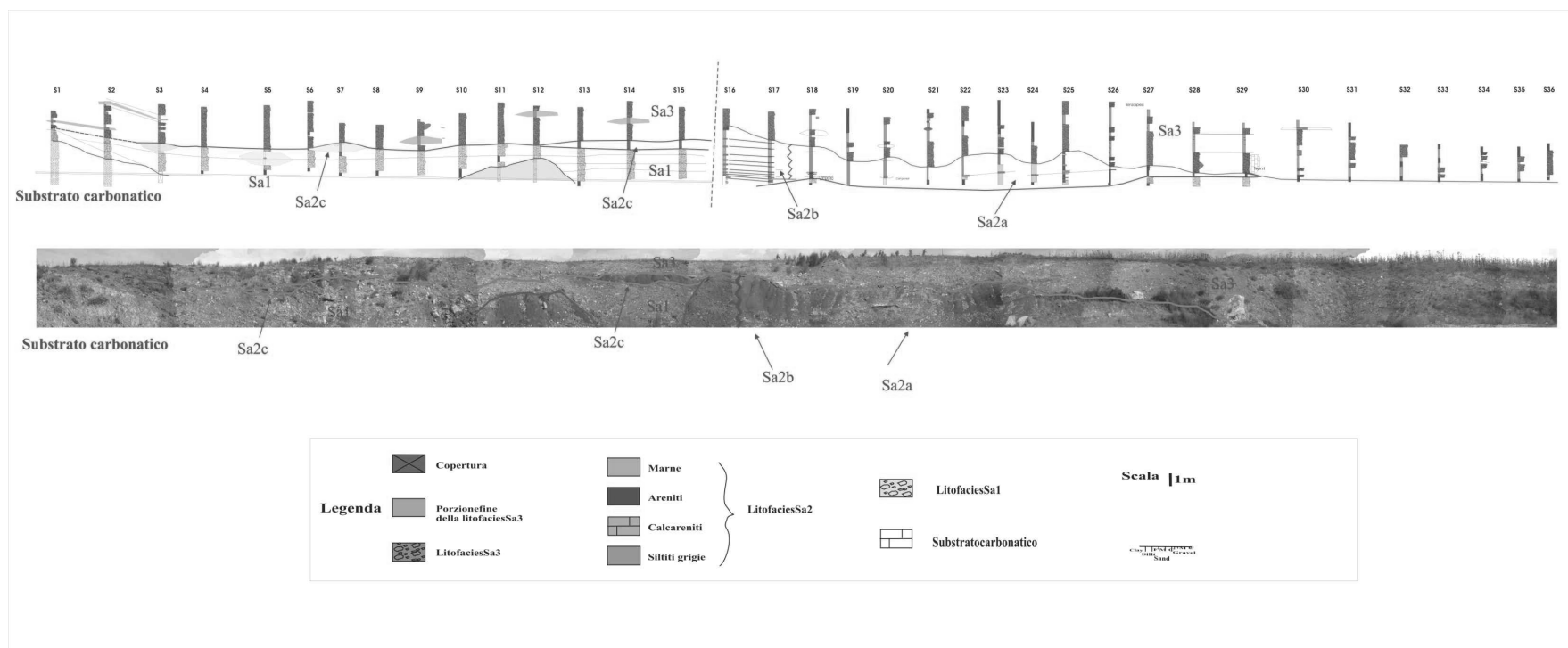


Figura 70: Colonne stratigrafiche e fotomosaico dell'affioramento di Sanza a confronto. Dalla figura appaiono ben evidenti il contatto fortemente erosionale del flusso che ha prodotto la deposizione della litofacies Sa3, i rapporti Stratigrafici tra le tre litofacies Sa1 Sa2 e Sa3 e tra le sub facies in esse distinte. In rosso sono evidenziati i principali elementi di disturbo tettonico riconosciuti nell'affioramento responsabili, tra l'altro, della sovrapposizione di Sa2c su Sa1.

6.2.2 Km19

Lungo il tracciato della vecchia strada statale che collega Caselle in Pittari a Sanza, in prossimità del Km 19, è possibile osservare al di sopra di un substrato calcareo, fortemente deformato ed eroso, costituito da alcuni metri delle calcareniti della Formazione di Cerchiara o direttamente dalle calcilutiti della Formazione di Trentinara, una successione miocenica costituita dal basso verso l'alto da (figura 71):

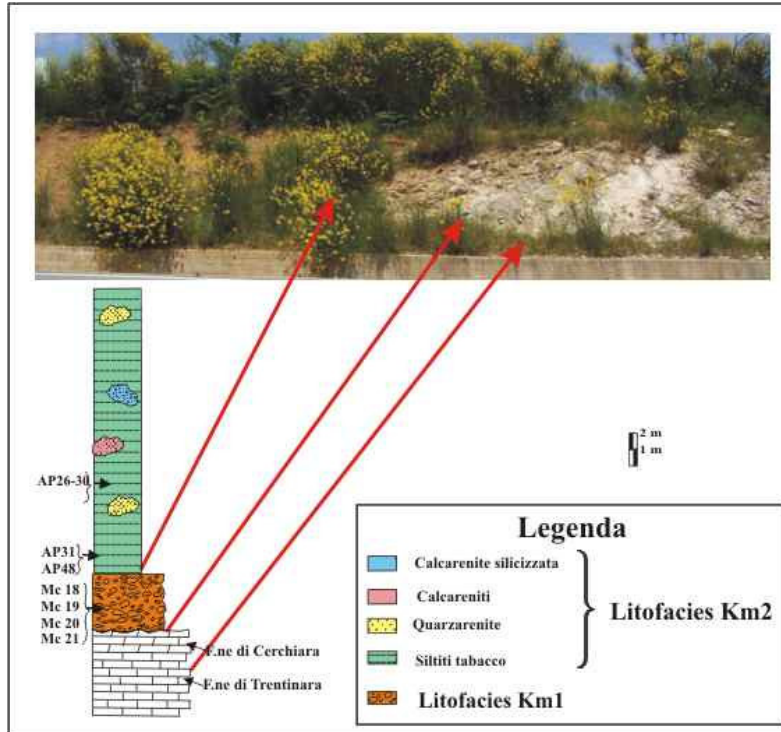


Figura 71: Colonna stratigrafica schematica dell'affioramento del Km19, ubicazione dei campioni prelevati per le analisi biostratigrafiche (sigle AP) e delle stazioni di misura dei clasti (sigle Mc).

Litofacies Km1: rudite parzialmente organizzata, matrice sostenuta, con abbondanti clasti. La matrice è arenitica gialla; i clasti sono di calcarei e sono caratterizzati da un arrotondamento comparabile con quello definito dalla

classe 0,5 di KRUMBEIN.

Le dimensioni dei clasti variano da *fine pebble* a *large boulder*, con prevalenza di *fine* (27,50%), *medium* (23,15%), *coarse* (21,67%), e *very coarse* (19,99%) *pebble* (figura 74). I rapporti tra i due diametri affioranti sono generalmente pari ad 1, (figura 74) sono, tuttavia presenti, sporadici, clasti allungati, sui quali è stato possibile misurare dati direzionali.

L'immersione media della superficie principale dei clasti allungati, valutata sui 9 clasti allungati individuati nell'affioramento è N230 (figura 73).

Il deposito rimaneggia le argille rosse residuali inglobandone al suo interno un grosso clasto (figura 72).



Figura 72: Litofacies Km1 del Km 19, il substrato nella porzione fotografata è costituito dalle calcilutiti della Formazione di Trentinara, nella foto è ben evidente un grosso clasto di a.r.r.

Figura 73: Dati direzionali dell'asse lungo affiorante dei clasti allungati presenti nel deposito ruditico rilevati sui 9 clasti allungati della litofacies km1.

Litofacies Km2: Siltiti tabacco, molto alterate, inglobanti clasti di quarzareniti e di calcareniti e calcareniti silicizzate di dimensioni massime *large boulder*.

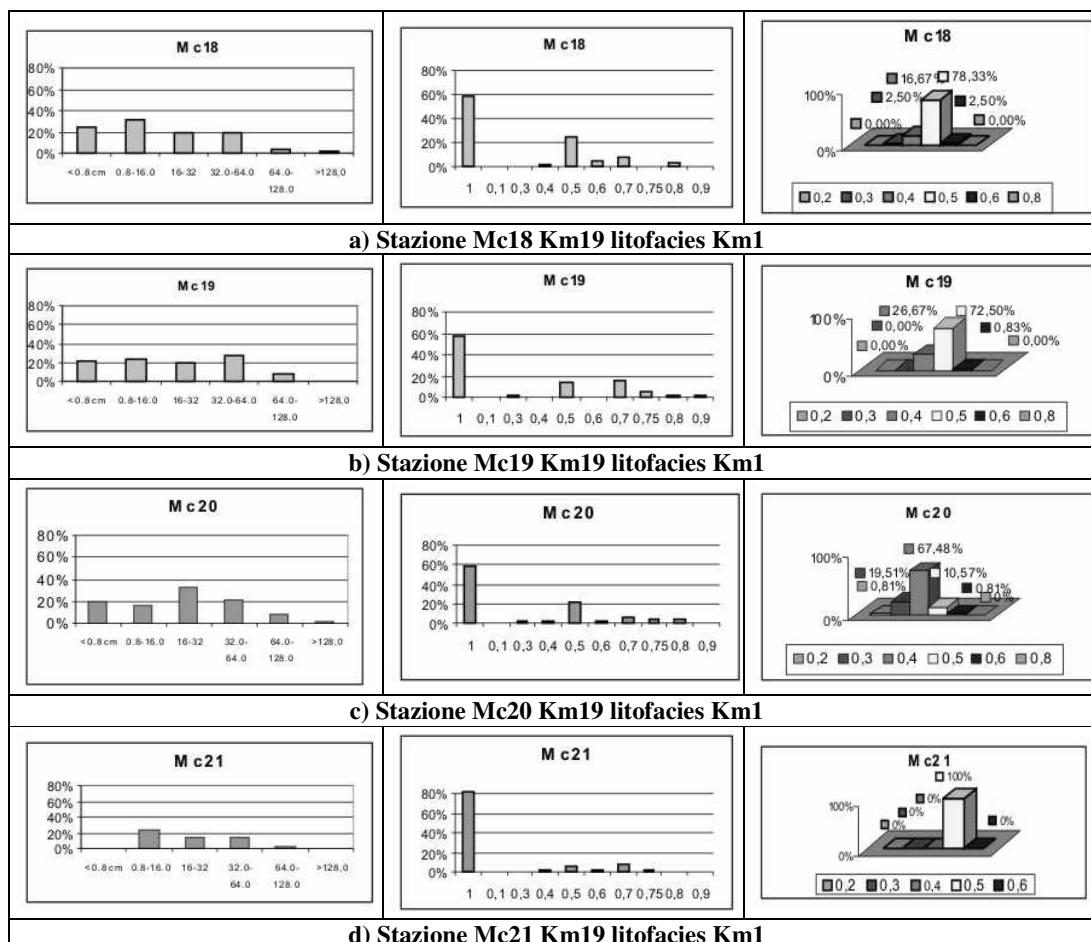
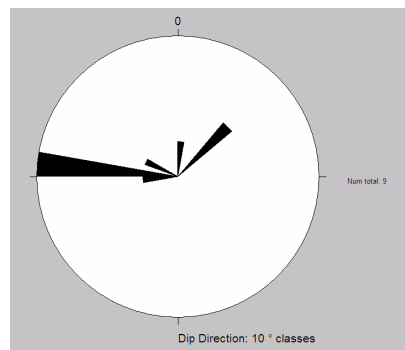


Figura 74: Da sinistra verso destra sono presentati gli istogrammi di distribuzione dei diametri medi dei clasti, il rapporto tra i due diametri misurati, e le percentuali di attribuzione dei clasti alle classi di arrotondamento di KRUMBEIN per i dati rilevati nelle stazioni di misura effettuate nell'affioramento del Km 19.

Le analisi biostratigrafiche sono state effettuate su sette campioni (AP26-31; AP48). I risultati sono stati un generico Miocene per le analisi dei foraminiferi, eccetto che per il campione AP27 attribuito, invece, al Serravalliano superiore (Zona PGb *Partimlabiata*). Età non più antiche del Miocene inferiore (Burdigaliano superiore) biozona MNN4a per le analisi del nannoplancton calcareo, eccetto che per i campioni AP 27 e AP29 attribuiti, invece, al Miocene medio (Serravalliano inferiore).

6.2.3 Masseria Fossito

L'affioramento indicato con il nome Masseria Fossito è un vasto affioramento situato a NE dell'abitato di Caselle in Pittari, caratterizzato da una forte variabilità di facies sia orizzontale che verticale (figura 76).

In tale area, nonostante l'esposizione non sempre ottimale, è stato possibile effettuare alcune osservazioni sulla distribuzione delle differenti facies caratterizzanti il deposito e sulle relazioni tra esse (figura 75).

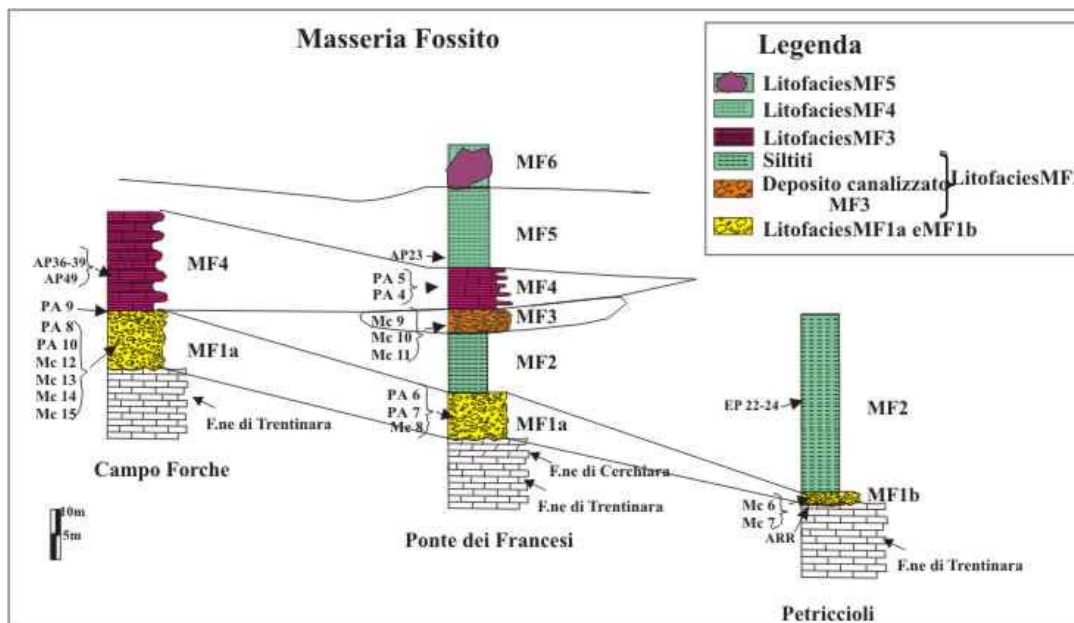


Figura 75: Colonne stratigrafiche schematiche rappresentative dell'affioramento di Masseria Fossito e ubicazione dei campioni raccolti per le analisi biostratigrafiche (sigle AP ed EP) e petrografiche (sigle PA) e delle stazioni di misura dei clasti (sigle Mc).

Il substrato è chiaramente, ed evidentemente deformato ed eroso. La successione miocenica poggia, infatti, sui calcari della Formazione di Trentinara a Campo Forche e Petriccioli, sulle calcareniti della Formazione di Cerchiara lungo il sentiero che da Masseria Fossito conduce verso Ponte dei Francesi ed infine, sulle argille rosse residuali a Petriccioli evidenziando un'intensa fase erosiva precedente la deposizione dei terreni studiati. La deformazione del substrato, invece, è testimoniata ancora una volta da faglie, i cui piani sono ricoperti dai depositi basali ben visibili a Petriccioli e nell'incisione ad ovest di essa.

La successione è costituita dal basso verso l'alto da:

Litofacies MF1: deposito rudistico matrice sostenuto, estremamente disorganizzato, suddivisibile in due sub-litofacies per le differenti dimensioni dei clasti e la diversa quantità di matrice.

Litofacies MF1a: diffusamente affiorante lungo il sentiero che da Masseria Fossito conduce a Ponte dei Francesi ed a Campo Forche.

I clasti sono di natura calcarea e presentano, in larga parte, i diametri affioranti equidimensionali (vedi figura 79), sono caratterizzati da un grado di arrotondamento corrispondente alle seguenti classi di comparazione visiva di KRUMBEIN: 0,4 per il 93,91% (Masseria Fossito figura 79c) ed in porzione minore alle classi 0,3 (1,74%) 0,5 (4,35%) per la rudite basale di Masseria Fossito ed alla classe 0,4 per circa l'85% dei clasti della rudite di base di Campo Forche (figure 79 g; 79h; 79i; 79l).

Dimensionalmente i clasti variano da *fine pebble* a *large cobble* con prevalenza di *fine*, 33,04%, *medium* 26,09% e *coarse* 20,87% *pebble*, per il deposito basale di Masseria Fossito e da *medium pebble* a *large cobble* con prevalenza di *coarse* 40,51% e *very coarse* 29,75% e *pebble* e *small cobble* 15,70% per il deposito basale di Campo Forche (figure 79c; 79g; 79h; 79i; 79l).

La matrice, di granulometria arenitica, è prevalentemente carbonatica ed è classificabile come una *packstone-grainstone* detritica-biodetritica. I bioclasti sono costituiti da frammenti di briozoi, echinodermi e lamellibranchi, spicole di spugna, alghe rosse, foraminiferi planctonici, foraminiferi bentonici, tra cui: *Operculina*, *Lepidocyclina*, *Elphidium*, *Nummulitidae*, *Myogipsina*, *Amphistegina*. I litoclasti sono in prevalenza carbonatici ed attribuibili alle formazioni di Trentinara e di Cerchiara. I litoclasti non carbonatici sono, invece, costituiti da quarzo, mica, plagioclasti, frammenti di siltiti e di argille, feldspati e litici vulcanici (Tavola 2, foto 6 e 7).

Litofacies MF1b: è sovrapposta a superfici di faglie preesistenti, e costituisce, evidentemente, una variazione laterale di MF1a.

Affiora in località Petriccioli e nell'incisione ad ovest di questa.

Deposito ruditico, matrice sostenuto, clasti abbondanti, privo di organizzazione interna.

La matrice è sabbiosa, a composizione prevalentemente calcarea, di colore giallo.

Il deposito è costituito da clasti calcarei, i cui due diametri misurati mostrano una forte equidimensionalità (figura 79a ed 79b). I clasti presentano un grado di arrotondamento variabile da 0,3 a 0,4 rispetto allo schema di comparazione visiva dell'arrotondamento di KRUMBEIN. Le dimensioni variano da *medium pebble* a *small cobble* con prevalenza di *medium* 36,28%, *coarse* 33,53% e *very coarse* 24,23% *pebble* (figure 79a e 79b).

Talora, a contatto con il substrato, sono osservabili argille marnose grigio-nocciola e siltiti avana che passano verso l'alto a marne siltose gialle e grigie (Casaline), o marne siltose direttamente in contatto sui calcari della Formazione di Trentinara, (inghiottitoio di Orsivacca).

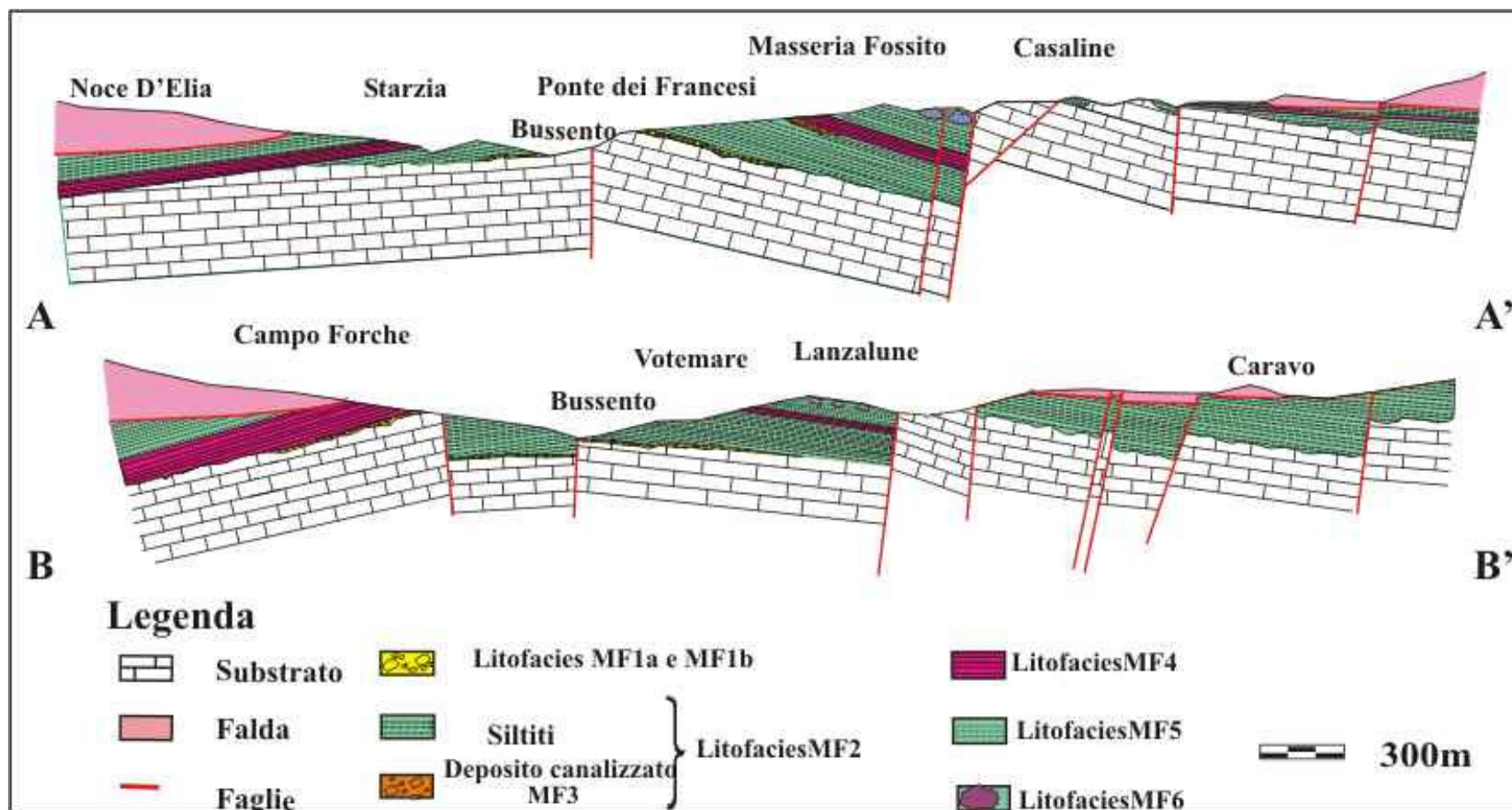


Figura 76: Sezioni geologiche realizzate nell'affioramento di Masseria Fossito,

Litofacies MF2: siltiti color tabacco con strati di calcareniti, spesso estremamente frammentate e tettonizzate, e con conglomerati canalizzati (**litofacies MF3**) a scala di affioramento (figura 77).

Gli strati di calcareniti hanno spessori variabili da pochi centimetri a qualche decina di centimetri.

Le ruditi canalizzate, affioranti nei pressi di Masseria Fossito, possono essere differenziate in due unità:

1) Unità inferiore costituita da ruditi matrice sostenute, in matrice arenitica fine o siltosa di colore avana, con sporadici clasti di forma allungata allineati.

I clasti sono costituiti, nella parte bassa, in prevalenza da calcareniti molto alterate.

Presentano dimensioni variabili da *pebble* a *large cobble*, nella parte alta.

Sono costituiti da calcilutiti e calcareniti con dimensioni variabili da *large cobble* a *small cobble*, nella parte bassa. Sono arrotondati e talora presentano fori di litodomi.

2) Unità superiore costituita da tre distinti livelli ruditici matrice sostenuti (**litofacies MF3**).

I tre livelli ruditici sono separati da livelli argillosi di colore verdi.

La matrice ha le dimensioni di una sabbia media-medio-fine.

Il colore è giallognolo, la composizione è in

prevalenza calcarea con una sporatura silicoclastica (quarzo, miche e argille).

I clasti sono di composizione carbonatica, presentano dimensioni variabili da *fine pebble* a *large cobble*, con prevalenza di *medium pebble* (32%). Il grado di arrotondamento

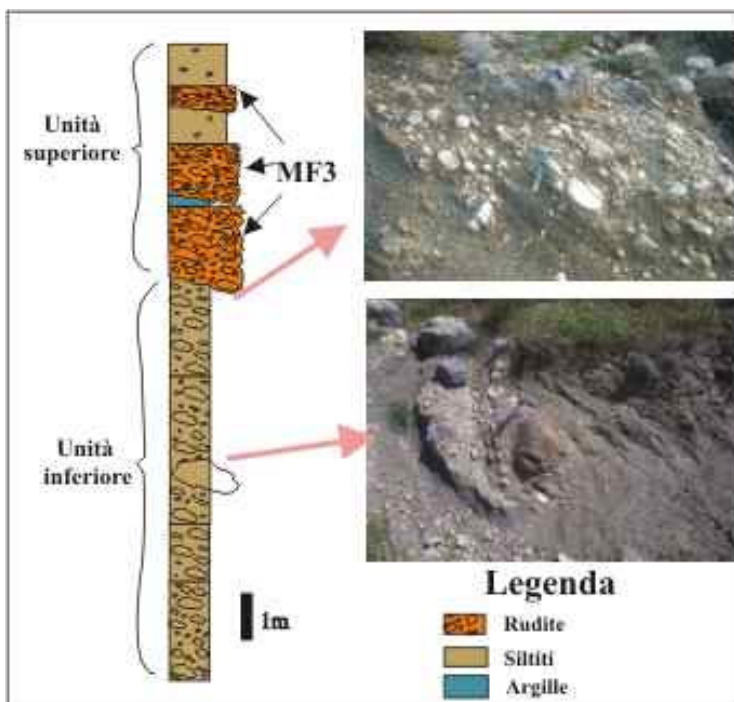
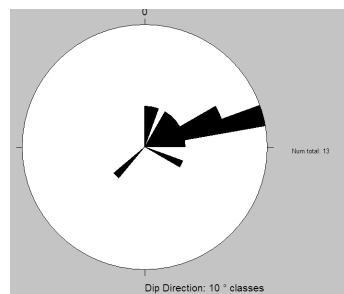


Figura 77: Colonna stratigrafica schematica della successione canalizzata di Masseria Fossito



medio è confrontabile con la classe a 0,4 di KRUMBEIN per 93,40% dei clasti e con la classe 0,3 per il 6.60% di clasti (figure 79d; 79e; 79f).

Il rapporto tra i due diametri misurati è pari ad 1, la forma è circolare in sezione, (figura 79), sono presenti clasti allungati allineati immergenti a N75 (figura 78).

Talora i clasti presentano fori di litodomi.

Verso l'alto aumentano in numero i ciottoli calcarenitici.

Figura 78: Direzione dell'asse lungo affiorante dei clasti allungati (13) presenti nel deposito ruditico canalizzato (litofacies MF3).

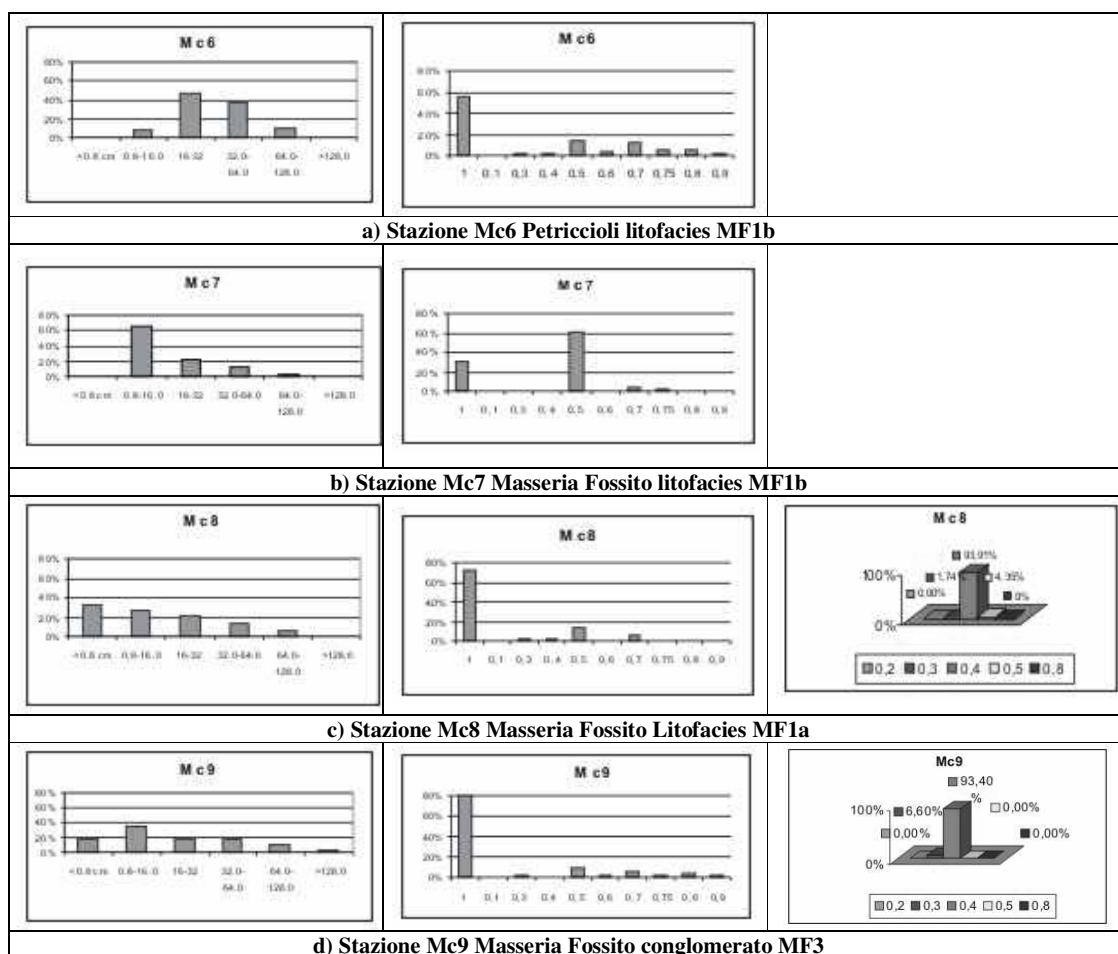
Litofacies MF4: areniti da molto sottili a medio-grossolane. Generalmente prive di strutture interne spesso amalgamate e talora laminate. Gli spessori estremamente variabili, sono dell'ordine di grandezza di alcuni metri.

Composizionalmente sono prevalentemente carbonatiche, ma presentano una sporatura silicoclastica con *shard shape* plagioclasti, quarzo, frammenti di siltiti e sono ricche di spicole di spugna radiolari e foraminiferi planctonici. (Tavola 3, foto 12, Tavola 4, foto 13, 14, 15 e 16)

Litofacies MF5: siltiti grigio-verdi e rossastre (Votemare) con sporadici pezzi di *Ophiomorpha*.

Litofacies MF6: siltiti di colore tabacco inglobanti strati e pezzi di strato, dallo spessore variabile da qualche centimetro alle decine di centimetri, di marne silicifere, calcareniti silicizzate, brecciole a macroforaminiferi, calcareniti torbiditiche talora con laminazione convoluta e quarzareniti numidiche.

Il deposito originariamente stratificato, è attualmente estremamente tettonizzato e caoticizzato e può essere interpretato come un grosso olistolite dei terreni della Formazione del Bifurto. Buone esposizioni di tale facies sono osservabili in località Votemare.



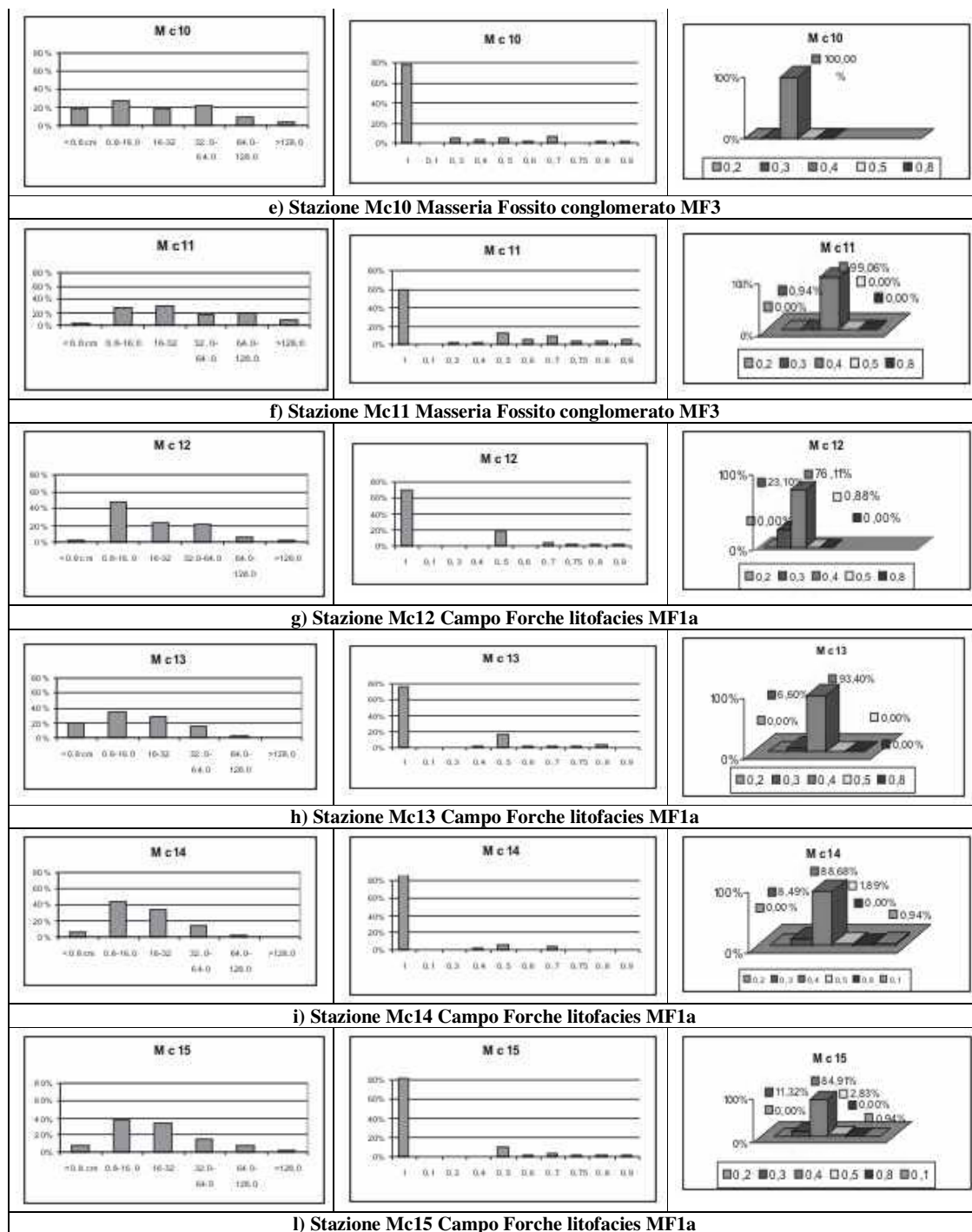


Figura 79: Da sinistra verso destra sono presentati gli istogrammi di distribuzione dei diametri medi dei clasti, il rapporto tra i due diametri misurati, e le percentuali di attribuzione dei clasti alle classi di arrotondamento di KRUMBEIN per i dati rilevati nelle stazioni di misura effettuate nell'affioramento di Masseria Fossito.

Le analisi biostratigrafiche sono state effettuate su 8 campioni (AP23; AP 36-39 AP49; EP 22-24) ed hanno consentito l'attribuzione ad un generico Miocene, mediante le analisi sui foraminiferi, e ad un età non più antica del Miocene inferiore (Burdigaliano superiore) biozona MNN4a mediante l'analisi del nanoplancton calcareo.

6.2.4 Vallefrassino

L'affioramento di Valle Frassino è costituito da una successione prevalentemente politica, caratterizzata da una forte variabilità di facies (figure 80 e 83). I depositi studiati poggiano sui calcari della Formazione di Trentinara. Il substrato è fortemente articolato e risulta evidentemente deformato da alcune faglie, sovrastate dal deposito studiato (sezione E-E' figura 83).

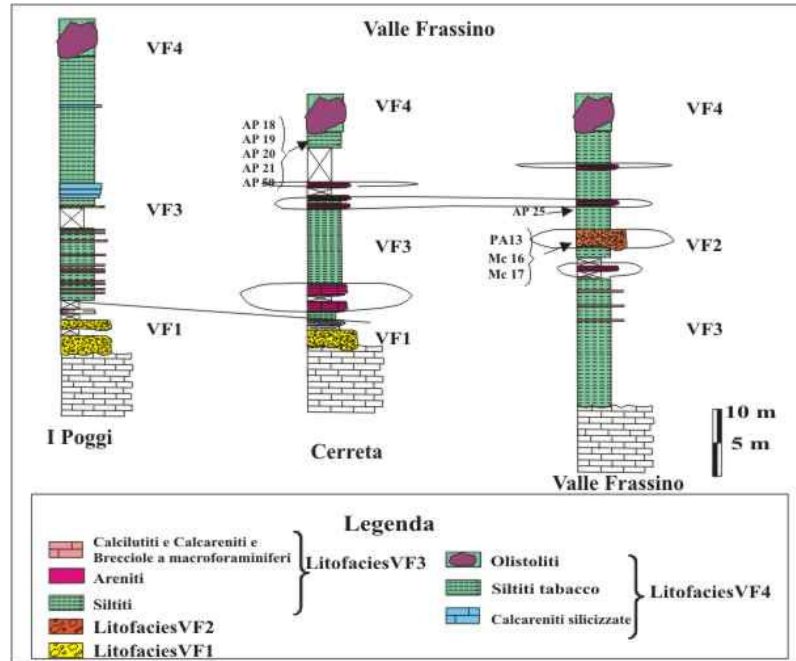


Figura 80: Colonne stratigrafiche schematiche rappresentative dell'affioramento di Valle Frassino e ubicazione stratigrafica dei campioni per analisi biostratigrafiche (sigle AP) e petrografiche (sigle PA) e delle stazioni di misura dei clasti (Sigle Mc).

La successione è costituita dal basso verso l'alto da:

Litofacies VF1: deposito ruditico matrice-sostenuto, caotico, in abbondante matrice sabbiosa più fine verso l'alto a composizione prevalentemente calcarea, i clasti, piuttosto rari, sono di natura carbonatica, arrotondati e sub arrotondati.

Litofacies VF2: (figura 81) rudite disorganizzata matrice sostenuta.



La matrice è sabbiosa di colore giallo classificabile come una *packstone-grainstone* microdetritica. I litoclasti, prevalentemente carbonatici derivano dalle Formazioni di Trentinara e di Cerchiara, i silicoclasti sono costituiti da siltiti quarzose, quarzo, plagioclasti, K-feldspati e litici vulcanici (Tavola 3 foto 11).

Figura 81: Deposito ruditico della litofacies VF2 in contatto con i calcari della Formazione di Trentinara.

I clasti sono carbonatici, prevalentemente attribuibili alla Formazione di Trentinara. Sono fortemente eterometrici, con dimensioni variabili da *large cobble* (7% dei clasti) a *small cobble* (5% dei clasti), ben rappresentate sono anche le classi granulometriche inferiori a partire dalla *fine pebble* (figura 82).

L'arrotondamento è comparabile con quello della classe 0,3 KRUMBEIN.

Il deposito ruditico VF2 sutura un'antica superficie di faglia ed è ricoperto, in discordanza, dai depositi siltosi di color tabacco della litofacies VF3 (figura 83, sezione E-E').

Litofacies VF3: alternanza di siltiti di color tabacco e verdi, calcareniti e calcilutiti e corpi arenitici canalizzati. Il deposito è prevalentemente siltoso, con siltiti straterellate in strati dei qualche centimetro. Le calcareniti e le calcilutiti e i corpi arenitici canalizzati presentano spessori medi dell'ordine di grandezza della decina di centimetri.

La successione, estremamente tettonizzata, è in contatto stratigrafico con il deposito ruditico di base o direttamente con il substrato carbonatico.

Litofacies VF4: deposito caotico con strati e pezzi di strato calcarei (calcareniti, calcilutiti, brecciole a macroforaminiferi, calcareniti silicizzate) e di quarzareniti immersi in una matrice siltosa caotica di color tabacco.

Nella parte alta del deposito sono presenti clasti di calcari con selce e grossi olistoliti di argille di color verde con stati e straterelli di calcareniti con selce più o meno deformati, derivanti, probabilmente, delle falde interne.

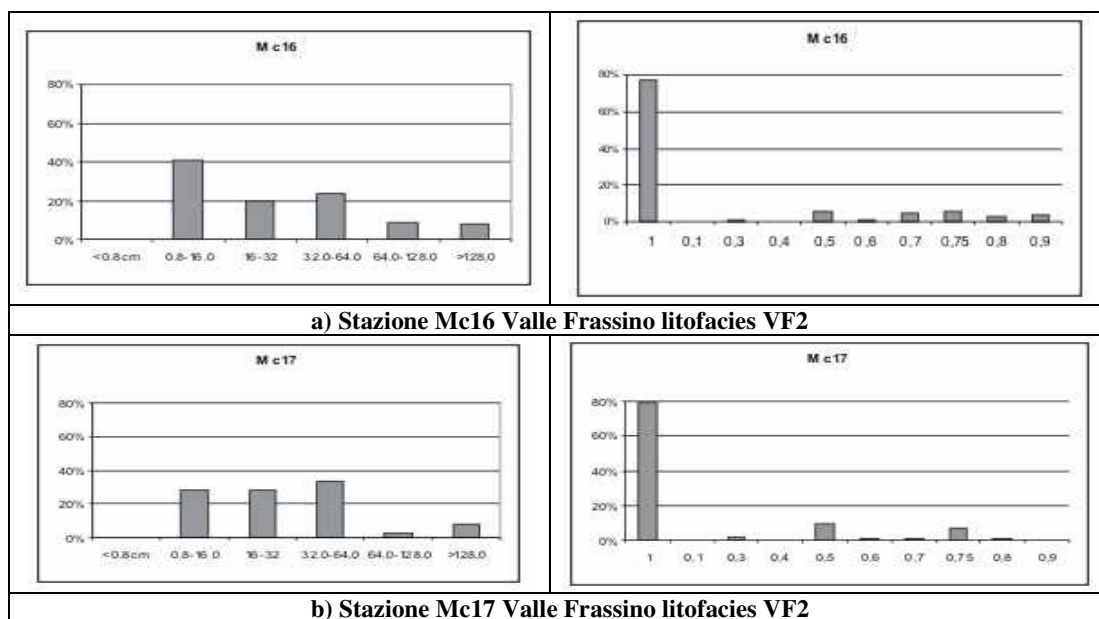


Figura 82: Da sinistra verso destra sono presentati gli istogrammi di distribuzione dei diametri medi dei clasti, il rapporto tra i due diametri misurati per i clasti rilevati nelle stazioni di misura effettuate nell'affioramento di Valle Frassinio.

Le analisi biostratigrafiche sono state effettuate su sei campioni (AP 18-21; AP 25; AP 50). I risultati delle analisi sui foraminiferi sono stati: Serravalliano superiore (Zona PGB *Partimlabiata*) per il campione AP20 ed un generico Miocene per tutti gli altri campioni. L'analisi del nannoplancton calcareo, invece ha fornito età non più antiche del Miocene inferiore (Burdigaliano superiore) biozona MNN4a.

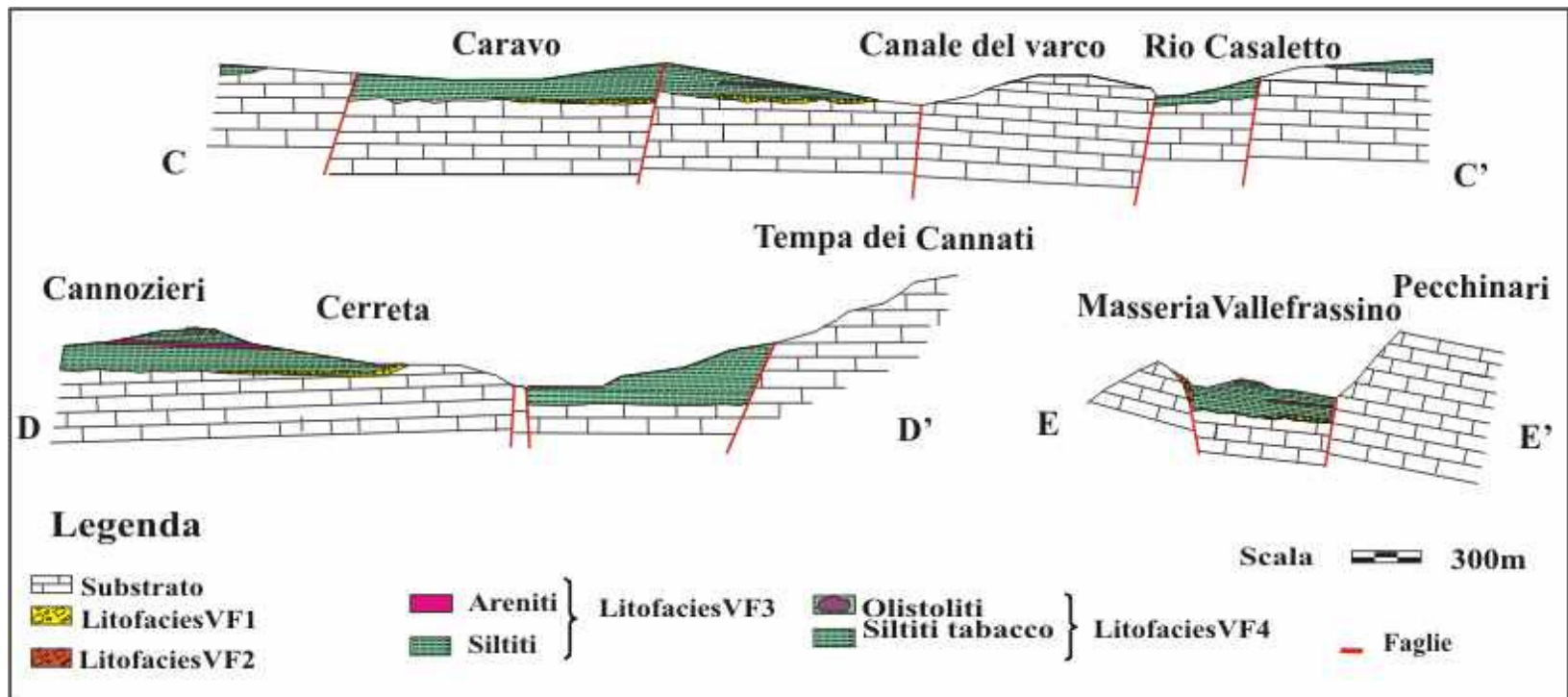


Figura 83: Sezioni geologiche realizzate attraverso l'affioramento di Valle Frassino.

6.2.2 Pantanelle

In località Pantanelle, lungo la Strada Provinciale 16, nel tratto compreso tra l'abitato di Caselle in Pittari e l'abitato di Casaletto Spartano, la successione miocenica poggia, in discordanza su di un substrato fortemente deformato, su un piano di faglia orientato NW-SE (figura 85). Il substrato è eroso ed è costituito in prevalenza dai calcari a *Spirolina* della Formazione di Trentinara e da sporadici lembi della Formazione di Cerchiara.

La successione miocenica affiorante è costituita dal basso verso l'alto da:

Litofacies Pa1: (figura 84a) rudite disorganizzata matrice sostenuta.

I clasti presentano dimensioni variabili da *fine pebble* a *small cobble* con prevalenza di *medium* e *coarse pebble*. L'arrotondamento dei clasti è confrontabile con la classe 0,4 della scala di comparazione visiva di KRUMBEIN (figura 86). Il rapporto tra i due diametri misurati è in genere pari ad 1 (figura 86). La composizione è esclusivamente calcarea.

La matrice, di colore giallo o rossastro, granulometricamente è una sabbia media, tessituralmente è un *pakstone* detritico quasi totalmente carbonatico con i grani carbonatici derivanti principalmente dalla Formazione di Trentinara.

Gli spessori variano da 30 a 50 cm.

Litofacies Pa2: (figura 84b) siltiti di colore verde in straterelli dallo spessore di 0,2-0,5/1 centimetro a laminazione parallela; verso l'alto sono presenti clasti carbonatici, stati e straterelli di calcareniti silicizzate dello spessore di qualche decina di centimetri.

I successivi 100 m di successione sono caratterizzati da un deposito in matrice siltosa tabacco con ciottoli, pezzi di strato e blocchi, anche di qualche metro cubo, di calcareniti, calcilutiti, brecciole a macroforaminiferi.

L'aspetto generale di tale porzione di successione è caotico, tuttavia l'abbondanza di pezzi di strato disarticolati e talora, *boudinatis*. La loro distribuzione organizzata nello spazio, con calcareniti nella parte bassa e le brecciole a macroforaminiferi nella parte alta, la presenza di un'orientazione comune dei pezzi di strato, consentono di interpretare il deposito come una successione originariamente caratterizzata da una componente prevalente siltosa al cui interno erano intercalati strati di calcareniti, nella parte bassa, e brecciole a macroforaminiferi nella parte alta e successivamente deformata tanto da assumere l'aspetto caotico attuale.

Litofacies Pa3: deposito caotico in matrice siltosa tabacco con blocchi di quarzareniti di tipo numidico nella parte alta. L'assenza di continuità laterale degli strati consente di interpretare le quarzareniti come olistoliti.

La ricostruzione della colonna stratigrafica rappresentativa dell'affioramento in esame risulta, dunque, particolarmente difficoltosa; l'intensa deformazione dei terreni che lo costituiscono non consentono ricostruzioni di dettaglio. Pertanto, si è scelto, in fase di presentazione dei dati, di rappresentare la successione così come appare sul terreno: un deposito caotico inglobante strati e pezzi di strato di varia natura, pur considerando il deposito una successione organizzata in fase interpretativa.

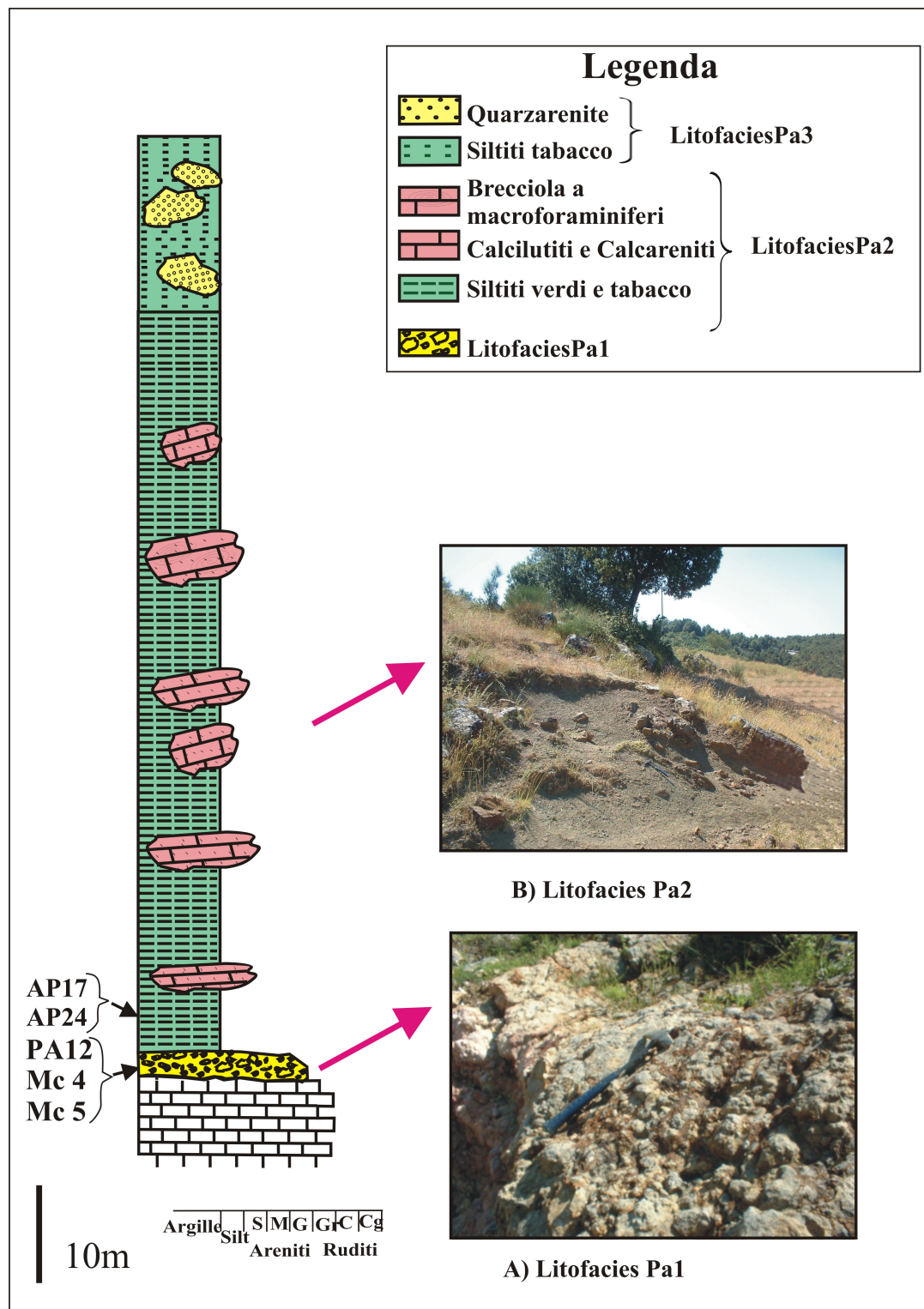


Figura 84: Colonna stratigrafica schematica dell'affioramento di Pantanelle e ubicazione stratigrafica dei campioni per analisi biostratigrafiche (sigle AP) e petrografiche (sigle PA) e delle stazioni di misura dei clasti (Sigle Mc).

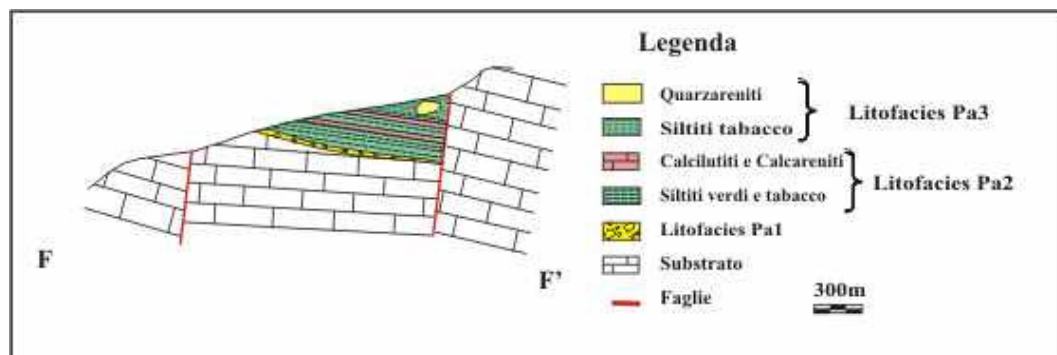


Figura 85: Sezione geologica attraverso l'affioramento di Panzanelle.

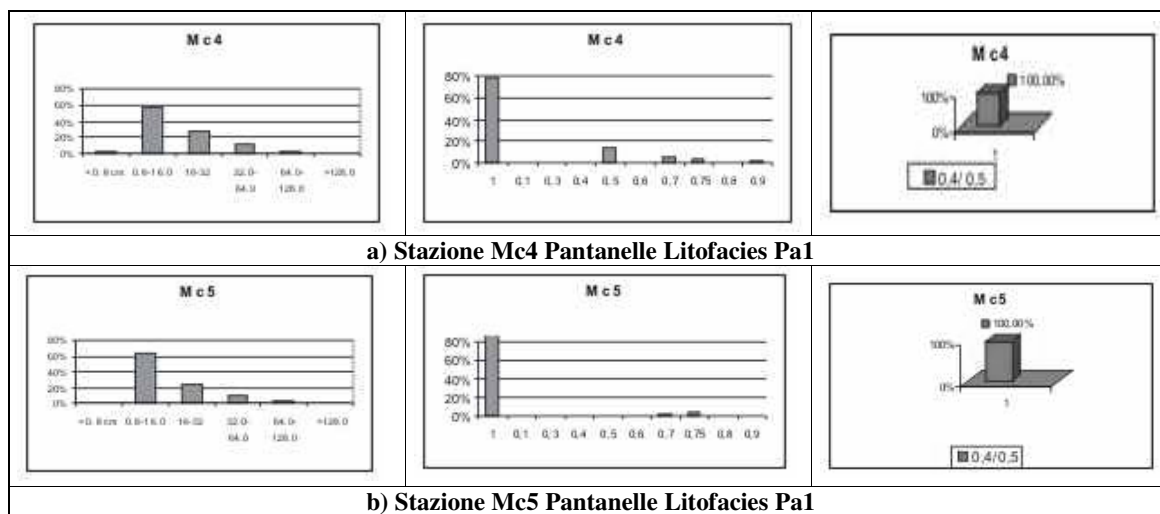


Figura 86: Da sinistra verso destra sono presentati gli istogrammi di distribuzione dei diametri medi dei clasti, il rapporto tra i due diametri misurati, e le percentuali di attribuzione dei clasti alle classi di arrotondamento di KRUMBEIN per i dati rilevati nelle stazioni di misura effettuate nell'affioramento di Pantanelle.

Le analisi biostratigrafiche sono state effettuate su 2 campioni (AP17; AP24) consentendo l'attribuzione un generico Miocene mediante le analisi sui foraminiferi e ad un età non più antica del Miocene inferiore (Burdigaliano superiore, biozona MNN4a) per le analisi sul nanoplancron calcareo.

6.2.3 Monte Valletto

Ubicato in prossimità dell'abitato di Tortorella, l'affioramento di Monte Valletto, è costituito da successione prevalentemente siltosa in contatto stratigrafico discordante su un substrato rappresentato dai calcari della Formazione di Cerchiara e dai calcari della Formazione di Trentinara, evidentemente molto articolato.

La successione è costituita dal basso da (figura 87):

Litofacies Va1: rudite disorganizzata matrice-sostenuto, con clasti carbonatici caratterizzati da dimensioni variabili da *medium pebble* a *small cobble*, in matrice sabbiosa a composizione prevalentemente carbonatica. Gli spessori sono di alcune decine di centimetri.

Litofacies Va2: deposito siltoso grigio e avana; le siltiti, scagliettate, presentano patine di manganese, livelli di marne silicifere di dimensioni della decina di centimetri contengono, a più altezze, corpi canalizzati a scala di affioramento.

I corpi canalizzati sono costituiti da brecciole a macroforaminiferi, talora gradate, e da una rudite a matrice arenacea grossolana. I clasti di tale rudite sono di dimensioni variabili da *fine* a *medium pebble*, con prevalenza di *fine pebble*. La composizione dei clasti è prevalentemente carbonatica con in subordinate marne silicifere e le *clay chips*. La matrice, prevalentemente carbonatica contiene abbondanti foraminiferi bentonici.

Litofacies Va3: deposito caotico a matrice siltosa con blocchi e pezzi di strato di quarzareniti.

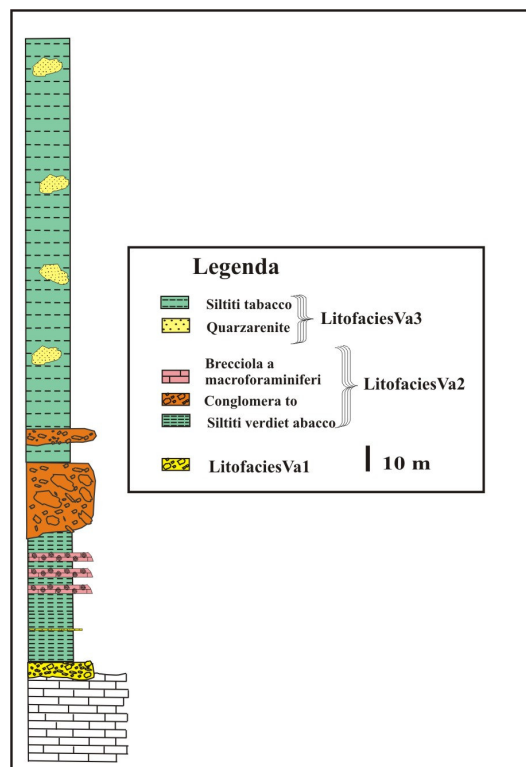


Figura 87: Colonna stratigrafica schematica dell'affioramento di Monte Valletto.

6.2.5 Torrente Gerdenaso

Nell'alveo del torrente Gerdenaso, a sud dell'abitato di Torraca, è possibile osservare una successione miocenica caratterizzata da buone esposizioni dei depositi rudistici canalizzati.

In tale affioramento intensamente deformato non è possibile, però osservare il contatto con il substrato.

Le litofacies individuate sono (figura 88):

Litofacies TG1: deposito caotico a matrice siltosa grigia con un grossi olistoliti e clasti calcarei.

Litofacies TG2: strati e pezzi di strato di calcareniti e quarzareniti alternati a peliti e siltiti di colore verde e tabacco, al cui interno sono incisi, a varie altezze, depositi rudistici (**Litofacies TG3**) in matrice arenacea fine. I clasti il cui arrotondamento è confrontabile con la classe 0,5 di KRUMBEIN, sono fortemente eterometrici, con dimensioni variabili da *fine pebble* a *very large boulder* con prevalenza di *medium* (35,88%) *coarse* (27,25) e *very coarse* (22,74%) *pebble* (figura 90). I clasti, talora di forma allungata, presentano un'immersione media del piano principale, misurata su 14 clasti, pari a N30 (figura 89). Il deposito è spesso sovrastato da strati di calcareniti "sporche" ricche di spicole di spugna e radiolari e con vetri vulcanici.

Litofacies TG4 siltiti di colore grigio-verde con straterelli di calcilutiti silicizzate.

La successione è troncata dai terreni della falda di origine interna.

Figura 88: Colonna stratigrafica schematica dell'affioramento del torrente Gerdenaso, e fotografia del conglomerato affiorante nell'alveo del torrente.

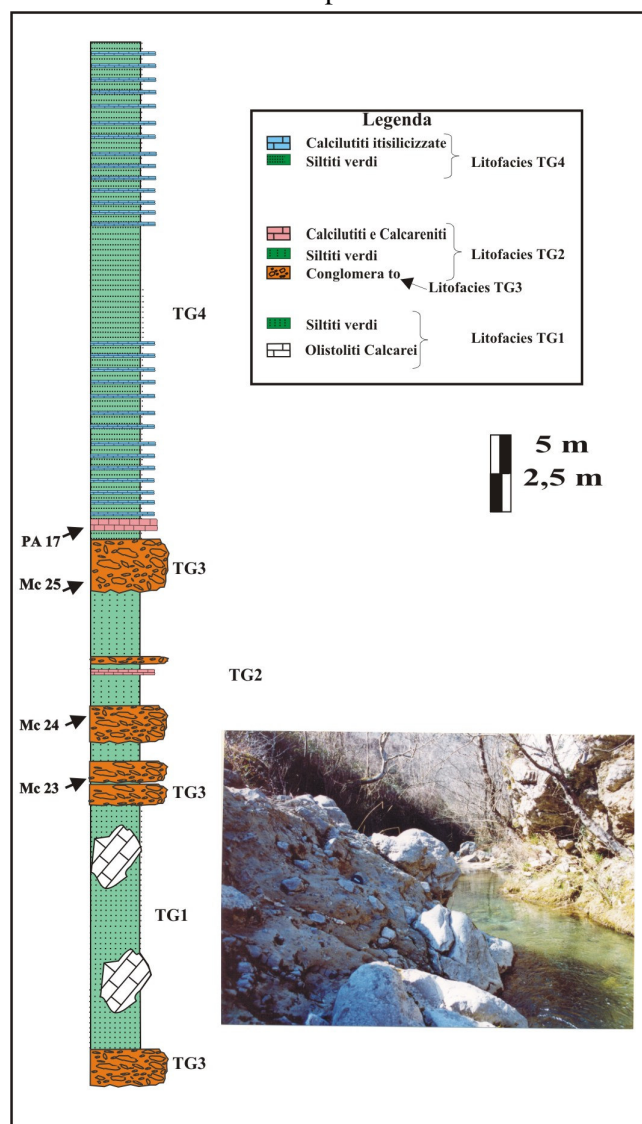




Figura 89: Direzione dell'asse lungo affiorante dei clasti allungati presenti nel deposito conglomeratico del Torrente Gerdenaso.

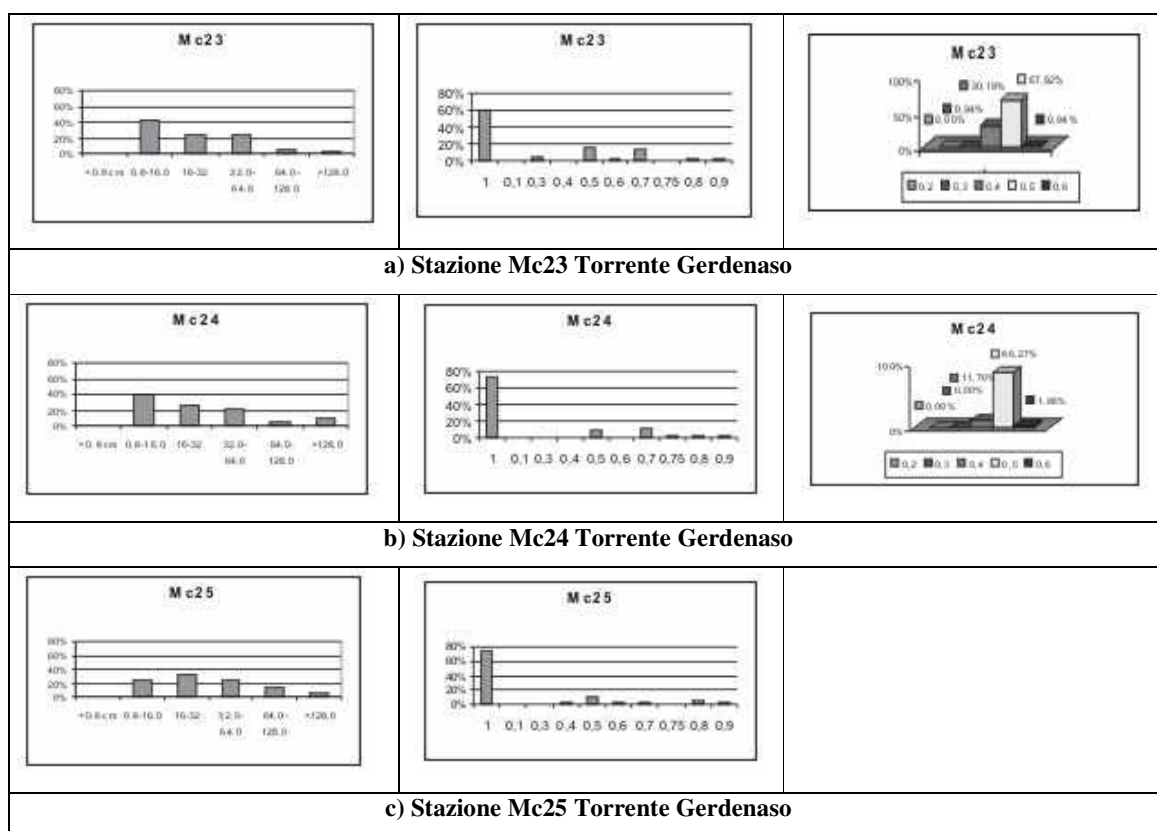


Figura 90: Da sinistra verso destra sono presentati gli istogrammi di distribuzione dei diametri medi dei clasti, il rapporto tra i due diametri misurati, e le percentuali di attribuzione dei clasti alle classi di arrotondamento di KRUMBEIN per i dati rilevati nelle stazioni di misura effettuate nell'affioramento del torrente Gerdenaso.

6.3 Tabella riassuntiva dei principali dati presentati nel testo

	Litofacies		Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
Sanza	Sa3	Rudite		PA1; PA3	Mc1
	Sa2	Siltiti e argille con calcareniti e corpi canalizzati	AP1-15; AP22; AP32-34 e Sanza 1		
	Sa1	Rudite disorganizzata		PA2	Mc2; Mc3
Km19	Litofacies		Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
	Km2	Siltiti tabacco con blocchi di quarzareniti e calcareniti	AP26-31; AP48		
	Km1	Rudite			Mc18; Mc19; Mc20; Mc21
Masseria Fossito					
Campo Forche	Litofacies		Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
	MF4	Areniti	AP36-39; AP49	PA9	
	MF1	Rudite disorganizzata		PA8; PA10	Mc12; Mc13; Mc14
Ponte dei Francesi					
	MF6	Olistoliti di Bifurto			
	MF5	Siltiti grigio verdi			
	MF4	Areniti		PA4; PA5	
	MF3	Rudite canalizzata			Mc9; Mc10; Mc11
	MF2	Siltiti tabacco con blocchi di calcareniti	AP 23		
	MF1	Rudite disorganizzata		PA 6; PA7	Mc8
Petriccioli					
	MF2	Siltiti tabacco con blocchi di calcareniti	EP 22-24		
	MF1	Rudite disorganizzata			Mc6; Mc7

	Litofacies		Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
I Poggi	VF4	Deposito caotico in matrice siltosa con ciottoli e blocchi di varia natura			
	VF3	Siltiti tabacco e verdi con calcareniti e calcilutiti			
	VF1	Rudite disorganizzata			
Cerreta	VF4	Deposito caotico in matrice siltosa con ciottoli e blocchi di varia natura	AP18; AP19;AP20; AP21 AP50		
	VF3	Siltiti tabacco e verdi, calcareniti e calcilutiti			
	VF1	Rudite disorganizzata			
Vallefrassino	VF4	Deposito caotico in matrice siltosa con ciottoli e blocchi di varia natura			
	VF3	Siltiti tabacco e verdi e calcareniti e calcilutiti	AP25		
	VF2	Rudite disorganizzata		PA13	Mc16; Mc17
Pantanelle	Litofacies		Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
	Pa3	Deposito caotico con quarzareniti numidiche			
	Pa2	Siltiti, calcareniti e calcilutiti	AP17; AP24		
	Pa1	Rudite disorganizzata		PA12	Mc4 Mc5

Valletto	Litofacies		Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
	Va3	Deposito caotico quarzareniti.			
	Va2	Deposito siltoso con corpi canalizzati			
	Va1	Ruditi disorganizzate			
Litofacies			Campioni		Stazioni misura clasti
			Biostratigrafia	Petrografia	
Gerdenaso	TG4	Siltiti con calcilutiti silicizzate e calcareniti.		PA17	
	TG3	Ruditi			Mc23; Mc24; Mc25
	TG2	Deposito siltoso con calcareniti quarzareniti e conglomerati			
	TG1	Deposito caotico con olistoliti calcarei			

Tabella 2: Tabella riassuntiva dei principali dati presentati nel testo.

CAPITOLO 7: DISCUSSIONE

7.1 Considerazioni sui dati granulometrici e morfometrici

La forte cementazione che caratterizza i depositi ruditici studiati non consente l'estrazione dal deposito di un numero di clasti sufficiente per uno studio statistico ed impedisce la misurazione dei tre diametri che caratterizzano i clasti.

L'esigenza di caratterizzare e descrivere accuratamente tali depositi, tuttavia, ha indotto la scelta di misurare i soli due diametri visibili in affioramento, ovvero i due diametri apparenti, pur essendo consapevoli che con le misure di due soli diametri non è possibile applicare le formule per le caratterizzazioni morfometriche dei clasti che necessitano, invece, delle misure dei tre diametri.

Le misure effettuate hanno consentito di caratterizzare granulometricamente il deposito e, in seguito ad alcune osservazioni di terreno, di effettuare considerazioni sulla morfometria.

Per lo studio granulometrico, il diametro lungo apparente è stato approssimato al diametro medio degli Autori, ricorrendo ad una approssimazione del tutto analoga a quella comunemente utilizzata per la determinazione della granulometria delle arenarie in sezione sottile (RICCI LUCCHI, 1972).

Il diametro lungo apparente, a causa dell'orientazione casuale dell'affioramento, generalmente non coincidente con il piano principale del clasto, è una sottostima del diametro lungo reale, ma può essere approssimato al diametro medio.

La validità di tale approssimazione e la pressochè totale coincidenza tra il diametro lungo misurato e il diametro medio reale è fornita da alcune osservazioni di terreno.

Nei clasti esaminati è stata evidenziata una forte equidimensionalità tra i due diametri apparenti, e nei casi in cui è stato possibile estrarre il clasto e misurare i tre diametri, l'equidimensionalità è stata non solo confermata, ma anche estesa al terzo diametro.

Tale dato ha consentito di stabilire che, di fatto, il diametro lungo apparente, essendo uguale almeno ad uno degli altri due diametri, coincide con il diametro medio apparente.

La realizzazione di stazioni di misura in più posizioni ed orientazioni, nel medesimo affioramento, ha consentito di osservare i clasti nelle tre dimensioni, evidenziando l'equidimensionalità dei diametri apparenti in più direzioni differenti e consentendo, di ritenere sferoidali i clasti.

Il numero di stazioni di misura realizzate per ogni affioramento è stato influenzato dalle dimensioni stesse degli affioramenti. Non in tutti gli affioramenti studiati, infatti, a causa della non buona esposizione è stato possibile realizzare più di una stazione di misura.

Sono stati costruiti una serie di istogrammi rappresentativi delle percentuali di clasti appartenenti ad una certa classe granulometrica; le classi sono state definite mediante la scala di WENTWORTH (vedi paragrafo 2.2.1) e gli istogrammi sono stati confrontati graficamente ricorrendo a curve di inviluppo. Per ogni istogramma è stata tracciata una curva tangente alle colonne e passante per l'origine degli assi.

Le curve sono state riportate in un sistema di riferimento cartesiano caratterizzato dalla presenza sull'asse delle ordinate delle percentuali e sull'asse delle ascisse i limiti delle classi di WENTWORTH approssimate e sono state confrontate per sovrapposizione.

Da tali confronti sono emersi interessanti risultati che hanno consentito di distinguere, tra depositi estremamente simili, significative differenze nella distribuzione delle granulometrie dei clasti.

I confronti sono stati di due tipi: un primo tra curve derivanti da dati di stazioni poste alla stessa altezza stratigrafica nello stesso affioramento (figura 91) ed un secondo confronto tra curve derivanti da dati raccolti alla stessa altezza stratigrafica, ma in affioramenti diversi (figura 92).

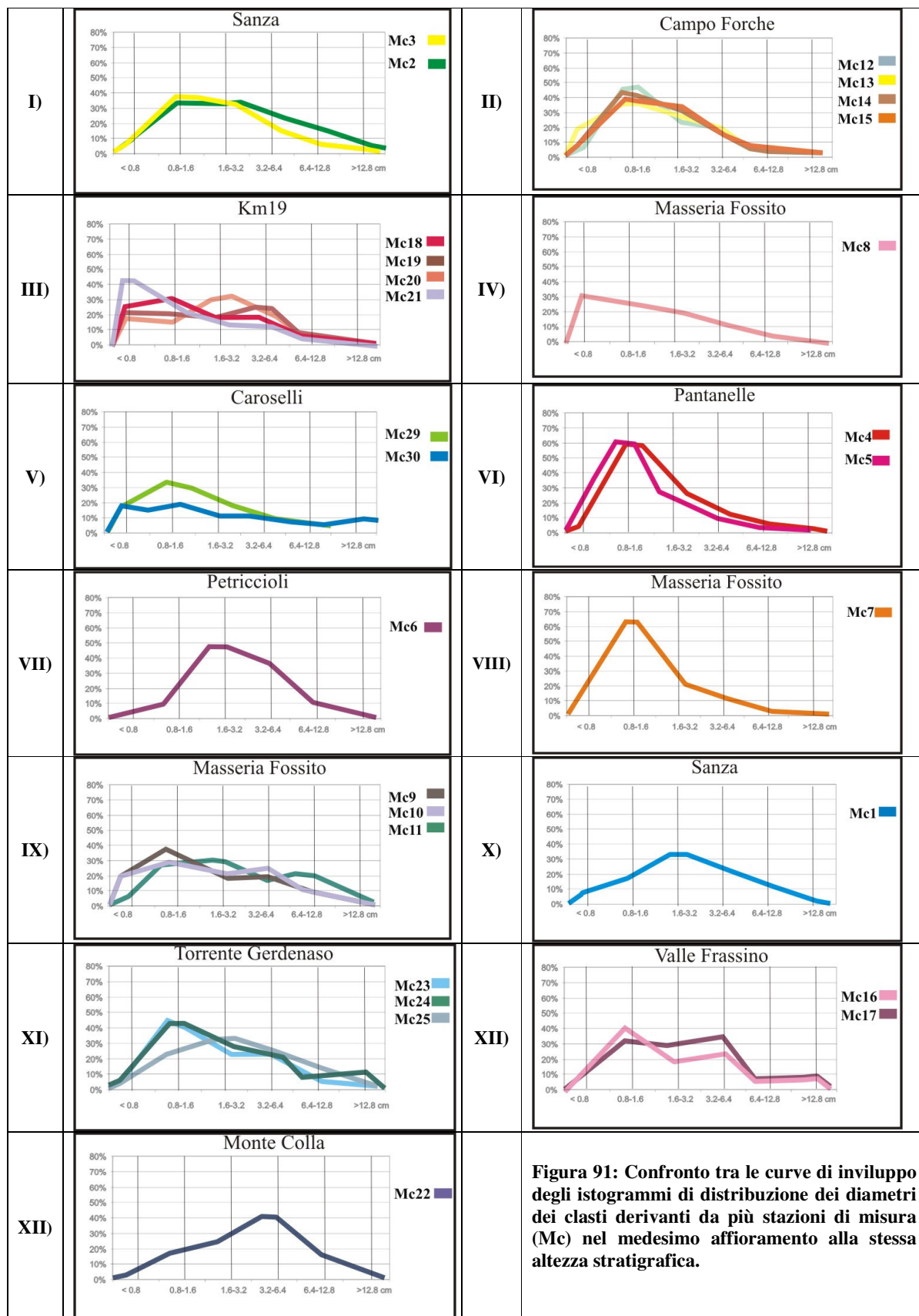
Dal confronto tra dati del medesimo affioramento e alla stessa altezza stratigrafica (figura 91) appaiono evidenti:

- Un'ottima correlabilità tra le curve delle stazioni Mc2 e Mc3 relative all'affioramento di Sanza; tra curve relative alle stazioni Mc12, Mc13, Mc14, Mc15, relative alle stazioni di Campo Forche e di Masseria Fossito; Mc4 e Mc5 relative all'affioramento di Pantanelle, Mc16 e Mc17 relativo all'affioramento di Valle Frassino.
- Un andamento generale comune, con differenze maggiori, rispetto alle curve confrontate in precedenza, per le curve relative alle stazioni Mc18, Mc19, Mc20, Mc 21 relative al Km19; Mc 29 e Mc 30 relative all'affioramento di Caroselli; Mc 9, Mc 10, Mc 11 relative al secondo deposito ruditico dell'affioramento di Masseria Fossito.

I diversi risultati ottenuti, da tale confronto tra curve di inviluppo, sono imputabili alle caratteristiche del deposito ed alla posizione delle stazioni di misura al suo interno. Quando le stazioni di misura confrontate sono state effettuate nella stessa unità deposizionale della litofacies considerata, la correlabilità delle curve è quasi totale. Quando invece le stazioni di misura confrontate sono state realizzate in unità deposizionali differenti, anche se nella medesima litofacies, la correlabilità è solo parziale.

A titolo esemplificativo si può considerare l'affioramento di Masseria Fossito (figura 76), caratterizzato dalla presenza di due depositi ruditici differenti a diverse altezze stratigrafiche. Il confronto (figura 91, II) tra le curve derivanti dai dati rilevati nella medesima unità deposizionale della litofacies MF1 fornisce un'ottima correlabilità. Al contrario il confronto realizzato tra le curve riferite alle tre distinte unità deposizionali della litofacies MF3 (figura 77) mostra una meno buona correlabilità (figura 91, IX).

Dall'analisi dei dati così confrontati, per le buone correlabilità riscontrate, è stata ritenuta possibile l'utilizzazione della media dei valori derivanti da più stazioni di misura distinte, realizzate nello stesso deposito per le descrizioni delle distribuzioni delle dimensioni dei clasti nelle litofacies ruditiche.



Il secondo livello di confronto tra le curve di inviluppo è stato realizzato per posizione stratigrafica. Tutte le curve di inviluppo, derivanti da unità deposizionali poste alla medesima altezza stratigrafica, sono state confrontate per sovrapposizione. Da tale confronto (figura 92) sono emersi tre andamenti prevalenti (figura 92a, 92b, 92c) corrispondenti ad altrettante facies dei depositi ruditici ed è stato possibile ricostruire le curve medie per ogni facies individuata (figura 92e, 92f, 92g).

Il primo andamento medio, descritto dalla curva media rappresentata in figura 92e, è caratterizzato da due picchi nelle classi granulometriche 0,8-1,6 cm e 1,6-3,2 ovvero *medium pebble* e *coarse pebble*; il secondo, descritto dalla curva media rappresentata in figura 92f, è caratterizzato da un unico picco nella classe granulometrica 0,8-1,6 cm ovvero *medium pebble*; il terzo, descritto dalla curva media rappresentata in figura 92g è caratterizzato da due picchi nelle classi 0,8-1,6 e 3,2-6,4 ovvero *medium* e *very coarse pebble*.

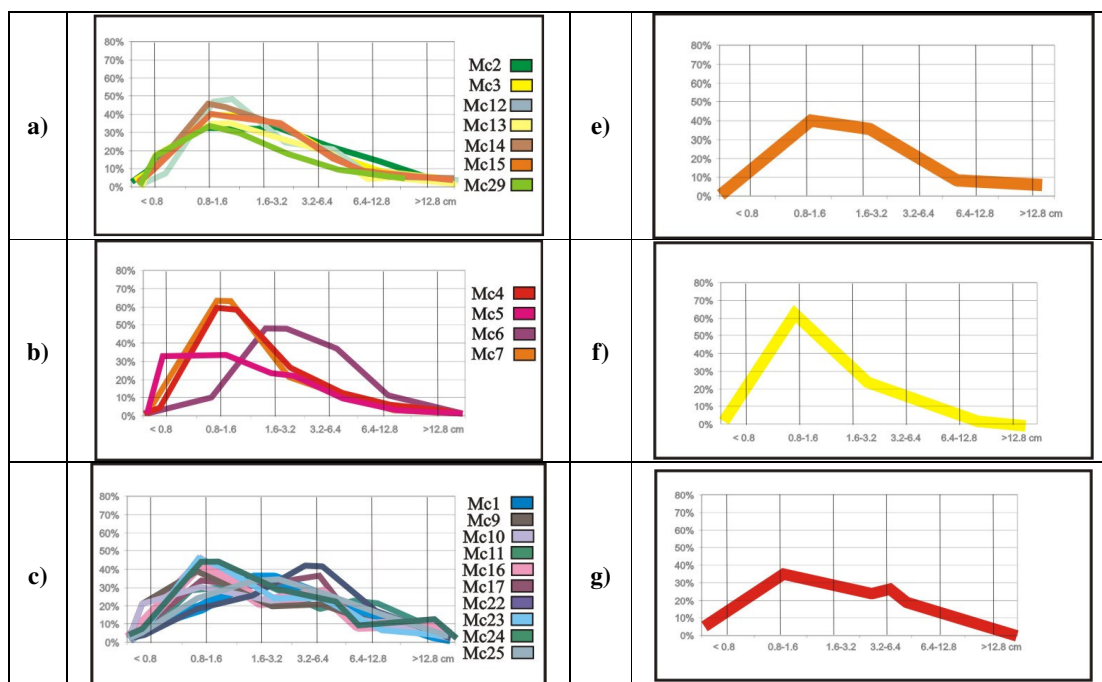


Figura 92: Confronto dei dati delle “curve di inviluppo delle distribuzioni dimensionali ” prodotte per i singoli depositi caratterizzati dalla medesima posizione stratigrafica (a, b, c) e curve medie per ogni andamento generale (e, f, g).

Le tre facies individuate, mediante il confronto tra le curve di inviluppo, due per il deposito ruditico di base ed una per il deposito ruditico canalizzato, si riferiscono a depositi che hanno un preciso ordine stratigrafico.

Tali facies consentono di confermare le correlazioni realizzate mediante i soli criteri stratigrafici in particolare: tra le litofacies Pa1, MF1b, Va1 cui si associa la curva media 94f, le litofacies Sa1; MF1a cui si associa la curva 94e ed infine quella tra le ruditi canalizzate di Masseria Fossito (litofacies MF3), Torrente Gerdenaso (litofacies TG3), Valle Frassino (litofacies VF2) e Sanza (litofacies Sa3) cui si associa la curva 92g.

L'unico caso in cui non si riscontra coincidenza tra il dato stratigrafico ed il dato granulometrico è quello relativo al deposito basale dell'affioramento Km1.

La successione dell'affioramento Km 19 (figura 93a) presenta al contatto con i carbonati un deposito ruditico matrice sostenuto. I dati morfometrici relativi ai clasti di tale rudite sono stati messi a confronto con la curva media di figura 92e, relativa al deposito ruditico di base, da cui si evidenzia una scarsa correlabilità (figura 93b), e con la curva di figura 92g, relativa al deposito ruditico canalizzato presente all'interno della porzione pelitica della successione, da cui si evidenzia, invece, una buona correlabilità (figura 93c).

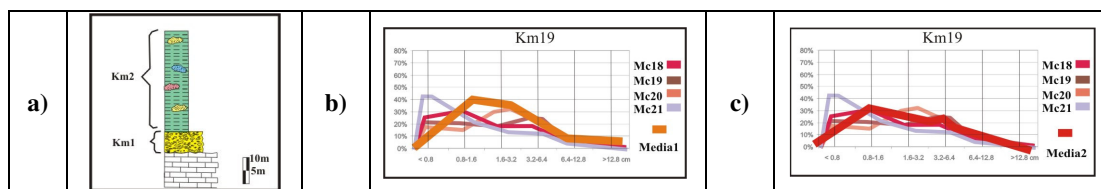


Figura 93: Dati dell'affioramento Km 19: colonna stratigrafica, curve di involucro relative alle stazioni di misura realizzate in tale affioramento e confronto con le curve medie 1 e 2, come si può osservare dai tali confronti, la curva che meglio si adatta ai dati misurati è la curva media 2, riferita al deposito canalizzato.

Pertanto il deposito della litofacies Km1 non è correlabile, nonostante la posizione stratigrafica, con il deposito di base, ma è correlabile con il deposito ruditico canalizzato delle litofacies MF3, TG3, VF2 e Sa3.

La posizione apparentemente anomala occupata da tali terreni potrebbe essere legata a tre situazioni:

- i) i carbonati su cui poggiano i terreni della litofacies Km1 non sono i carbonati del substrato, ma quelli di un grosso olistolite;
- ii) i carbonati alla base del deposito della litofacies Km1 appartengono ad una porzione di substrato particolarmente articolato, che modifica le condizioni sedimentologiche locali. Pertanto il deposito basale assume un aspetto più simile a quella del deposito ruditico canalizzato;
- iii) i carbonati alla base del deposito della litofacies Km1 appartengono ad una porzione di substrato particolarmente articolato e il deposito della litofacies Km1 costituisce la base della successione solo in apparenza.

Per stabilire quale delle tre possibili situazioni sia quella relativa all'affioramento Km19 è possibile ricorrere ad alcune osservazioni.

Quando l'affioramento non è ben esposto e la natura litologica dell'olistolite è la stessa del substrato uno dei criteri è quello di confrontare le giaciture del substrato con quelle del corpo di dubbia interpretazione. Nel caso di mancata coincidenza tra le giaciture è possibile interpretare il corpo come un olistolite.

Nel caso in esame le giaciture della successione carbonatica, su cui poggiano le ruditi della litofacies Km1, sono compatibili con quelle dei carbonati affioranti nelle vicinanze, non consentono pertanto di confermare l'ipotesi olistolite, ma neanche di smentirla.

Le differenze tra il deposito di base ed il deposito canalizzato sono connesse ad una differente organizzazione dei clasti, talora allineati nel deposito canalizzato intermedio, ma soprattutto sono legate alle differenti dimensioni dei clasti che li caratterizzano.

In particolare il deposito canalizzato intermedio presenta clasti di dimensioni maggiori rispetto al deposito di base; pertanto, a parità di condizioni e di apporti sedimentari, eventuali variazioni di condizioni deposizionali possono produrre variazioni della geometria e della tessitura del deposito, ma non delle dimensioni dei clasti trasportati.

Un substrato molto articolato potrebbe indurre, in un contesto di non buone condizioni di affioramento, ad interpretare in maniera non corretta situazioni poco chiare, scambiando per base della successione la porzione intermedia. Un esempio di tale situazione è ben evidente nell'affioramento di Valle Frassino, dove, in contatto con il substrato, affiora un deposito ruditico estremamente simile, per la distribuzione delle dimensioni dei clasti, a quello del Km 19. In tale affioramento sono visibili i rapporti tra il deposito ruditico VF2, il substrato e la porzione siltosa della successione (figura 80 sezione E-E') ed è evidente che il deposito della litofacies VF2 costituisce solo in apparenza la base della successione, come mostrato in figura 80. Infatti, la base della successione si trova in realtà molto più a oriente del deposito ruditico VF2 e tale deposito costituisce un deposito intermedio della successione che poggia direttamente sul substrato solo a causa della morfologia particolarmente articolata di quest'ultimo.

Sulla base di quanto detto, non essendo confermata dalle giaciture l'ipotesi olistolite, essendo smentita dalle osservazioni sulle granulometrie l'ipotesi variazione di facies imputabile ad un substrato articolato, è possibile per analogia con l'affioramento di Vallefrassino ritenere i carbonati sottostanti i depositi della litofacies Km1 come una porzione di substrato estremamente articolato che mette in contatto porzioni intermedie della successione, le ruditi della litofacies Km1, direttamente con il substrato.

L'analisi composizionale dei clasti ha evidenziato, nelle ruditi dell'area studiata, la presenza di clasti di natura esclusivamente carbonatica. In particolare sono stati riconosciuti clasti derivanti in prevalenza alla Formazione di Trentinara, in misura minore alla Formazione di Cerchiara ed in subordine dai calcari a Rudiste del Cretacico superiore.

Per quanto riguarda i parametri morfometrici, quali forma e arrotondamento dei clasti dei depositi ruditici, e i dati direzionali, i risultati non sono stati discriminanti.

Le forme sulla base dei dati raccolti, per le due dimensioni misurate, e sulla base delle osservazioni di terreno per la terza dimensione, sono risultate essere in modo dominante equidimensionali e solo sporadicamente, allungate.

Il dato di arrotondamento è risultato estremamente omogeneo con una pressoché totale attribuzione alla classe 0,4 della tavola di paragone di KRUMBEIN.

I dati direzionali, ottenuti misurando l'immersione del piano individuato dall'asse lungo affiorante hanno evidenziato una forte eterogeneità.

7.2: Considerazioni petrografiche

La scelta di effettuare analisi petrografiche sulle areniti e sulla matrice dei depositi ruditici affioranti nell'area a nord nord-est di Sapri è legata al desiderio di effettuare un confronto tra la petrografia della matrice delle ruditi, qui affioranti, con i dati di letteratura (CASTELLANO 1997) esistenti per i medesimi terreni nell'area di Piaggine. Impedimenti di tipo tecnico, quali areniti con granulometrie poco adatte ad uno studio finalizzato alla caratterizzazione dell'area sorgente e un'alterazione molto spinta, hanno consentito solo parzialmente la realizzazione del tipo di studio preventivato.

I campioni analizzabili sono risultati essere in prevalenza quelli del deposito ruditico di base, la cui matrice a granulometria sabbiosa media ed il cui buono stato di conservazione, hanno consentito lo studio petrografico. Inoltre l'assenza nella zona studiata di arenarie s.s. ha implicato un tipo di studio differente dei campioni sui quali non è stata eseguita un'analisi modale dei grani, essendo la composizione prevalentemente carbonatica.

Lo studio dunque, oltre a definire la granulometria e la tessitura dei campioni, è stato finalizzato alla descrizione della frazione silicoclastica in essi presente.

Sono stati analizzati 17 campioni, derivanti in prevalenza (PA2, PA6, PA7, PA8, PA10, PA12, PA16, PA19) dal deposito di base ed in subordine dal deposito ruditico canalizzato (campioni PA1, PA3, PA13) e da calcareniti sovrastanti il deposito ruditico canalizzato (campioni PA4 e PA5 PA9 PA15, PA17).

L'analisi della matrice del deposito ruditico base ha consentito di riconoscere una granulometria sabbiosa media ed una tessitura tipo *packstone-grainstone*.

La composizione è risultata essere prevalente carbonatica detritica e biodetritica

I bioclasti sono costituiti da frammenti di echinodermi, briozoi e lamellibranchi, da spicole di spugna, alghe rosse e foraminiferi planctonici e da foraminiferi bentonici, interi ed in frammenti, tra cui *Lepidocyclina*, *Operculina*, *Nummulites*, *Amphistegina*, *Hetereostegina*, *Miogypsinoides* e *Miogypsina*.

I litoclasti sono costituiti, in prevalenza, da grani carbonatici per la maggior parte attribuibili alle Formazioni di Trentinara e di Cerchiara. Sono *grainstone* ad echinodermi e peloidi, *grainstone-packstone* a foraminiferi bentonici, *wackestone-pakstone* a foraminiferi bentonici alghe verdi e ostracodi, *pakstone* a miliolidi e planctonici, *wackestone* a foraminiferi planctonici, *packstone* bioclastici, *mudstone* microdetritica, *mudstone-pakstone* a foraminiferi bentonici e spicole di spugna, frammenti ricchi di glauconite.

Tra i litoclasti non carbonatici, sempre presenti, seppure in quantità ridotte, sono stati individuati: pesanti opachi, quarzo arrotondato e a spigoli vivi, K-feldspati, plagioclasti, frammenti di siltiti, miche, grani cloritizzati, *shale*, litici vulcanici, argilliti con frammenti di arenaria (Tavola 1, foto 1, 2, 3, 4; Tavola 2, foto 5, 6, 7; Tavola 3, foto 10).

Tali silicoclasti, per natura e caratteristiche ed abbondanze percentuali, sono stati ritenuti del tutto comparabili con quelli presenti nella matrice delle Calciruditi di Piaggine affioranti nell'area di Piaggine.

I campioni prelevati nel deposito rudistico canalizzato sono classificabili tessituralmente come una *packstone-grainstone* biodetritica e detritica e granulometricamente come una sabbia media.

La composizione è prevalente carbonatica sia detritica sia biodetritica

I bioclasti sono costituiti da frammenti di echinodermi, briozoi e lamellibranchi, da spicole di spugna, alghe rosse, foraminiferi planctonici e foraminiferi bentonici, interi ed in frammenti, tra cui segnaliamo *Lepidocyclina*, *Operculina*, *Nummulites*, *Amphistegina*, *Hetereostegina*, *Miogypsinoidea* e *Mipgypsina*.

I litoclasti sono costituiti in prevalenza da grani carbonatici microdetritici e peloidali spesso aspecifici.

Tra i litoclasti non carbonatici, sempre presenti, seppure, in quantità ridotte, sono stati individuati: grani cloritizzati (vulcaniti alterate), quarzo a spigoli vivi, K-feldspati, pesanti opachi, plagioclasti, siltiti quarzose, siltiti con frammenti carbonatici, e litici vulcanici. (Tavola 2, foto 8 e Tavola 2, foto 9).

I campioni prelevati nelle calcareniti sovrastanti il deposito canalizzato evidenziano una natura prevalentemente calcarea con “sporcature” silicoclastiche.

Sono classificabili tessituralmente come *packstone-grainstone* a foraminiferi planctonici con spicole di spugna, diatomee e *Myogypsinoidea*. I silicoclasti sono costituiti da plagioclasti, quarzo metamorfico, frammenti di siltiti ricche in quarzo, e *hard saps* (Tavola 3, foto 12; Tavola 4, foto 13, 14, 15, 16).

La presenza di detrito silicoclastico costituito da siltiti, quarzo, in subordine da detrito metamorfico, consente di ipotizzare nell'area sorgente dei sedimenti deposti nel bacino di Piaggine una fonte di detrito silicoclastico. Il tipo di detrito carbonatico della matrice e dei clasti consente, infine, di ritenere che l'area fonte dei sedimenti che hanno alimentato il bacino di Piaggine, doveva presentare in affioramento i terreni delle Formazioni di Trentinara, Cerchiara e Bifurto. La presenza di frammenti vulcanici (*shard shape*) associati talora a spicole di spugna, consente di ipotizzare l'esistenza di un vulcanismo attivo, probabilmente responsabile di una variazione del chimismo delle acque, che avrebbe favorito la contemporanea diffusione delle spugne silicee.

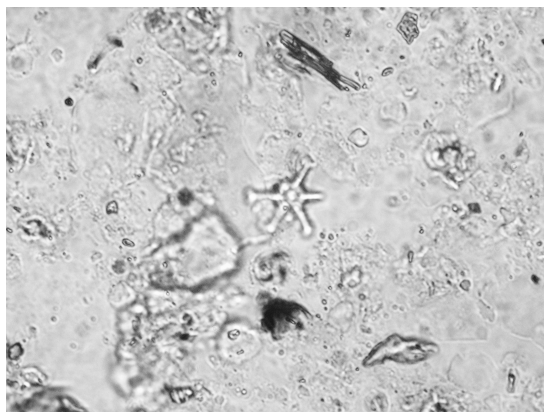
7.3: Considerazioni biostratigrafiche

La datazione dei depositi terrigeni e torbiditici, come i *flysch* o i depositi di *piggy back*, può risultare complessa per la povertà (e a volte assenza) di fossili, per il loro cattivo stato di conservazione e per il rimaneggiamento, sempre presente, ma non sempre evidente. Per questo motivo, i campioni per l'analisi del nannoplancton calcareo sono stati preparati mediante centrifugazione, piuttosto che mediante la *smear-slide* (PERCH-NIELSEN, 1985; AMORE *et alii*, 1988b; AMORE, 1992; BOWN, 1999; DE CAPOA *et alii*, 2003). La concentrazione del nannoplancton calcareo tramite centrifugazione permette, infatti, di aumentare la quantità analizzabile di coccoliti rispetto al sedimento, aumentando così le possibilità di individuare i *marker* più giovani che si trovano "diluiti" tra i rimaneggiati. Naturalmente, proprio a causa dell'intenso rimaneggiamento, l'analisi delle associazioni effettuata sui campioni è stata di tipo qualitativo e non quantitativo; per lo stesso motivo, le età attribuite ai campioni analizzati non possono che essere considerate come "non più antiche di...".

Il metodo di preparazione seguito è, in particolare quello illustrato da AMORE (1992). I campioni così preparati sono stati analizzati al microscopio ottico ad immersione (1250X). Su circa 50 campioni analizzati, tutti provenienti dalla Formazione di Piaggine, 19 sono risultati sterili. In alcuni dei restanti campioni il contenuto in nannofossili è risultato scarso, e spesso le forme presenti nelle associazioni sono risultate affette da concrescimento (soprattutto le specie appartenenti al genere *Discoaster*) e/o dissoluzione. Studiando le forme presenti nei campioni risultati fossiliferi molto evidente ed intenso è apparso il fenomeno del rimaneggiamento.

I risultati derivanti dall'analisi del nannoplancton calcareo effettuati sui campioni prelevati nell'area a nord di Sapri sono stati: età non più antiche del Miocene inferiore, Burdigaliano superiore, per 17 campioni; non più antico dell'Oligocene per 4 campioni e non più antico del Serravalliano inferiore AP27 e AP29 per 2 campioni (appendice 1).

Le analisi dei foraminiferi hanno evidenziato una sterilità ancora più diffusa su 47 campioni analizzati, 27 sono risultati sterili; 10 genericamente miocenici e solo 2: AP 20 e AP 27 di età Serravalliano superiore, per la presenza di *Gb gr menardii* che consente l'attribuzione alla zona *PGB. partimlabiata*



Migliori sono stati i risultati delle analisi effettuate sui campioni prelevati sugli Alburni, in località il Prato, dove nei campioni AP52 e AP57 sono state riconosciute forme non più antiche del Tortoniano per la presenza di *Globorotalia acostaensis*) e non più antica del Tortoniano medio parte alta in più campioni di *Discoaster surculus* (figura 94).

Figura 94: *Discoaster surculus* osservato nel campione AP 52.

Le analisi biostratigrafiche, dunque, pur evidenziando un marcato rimaneggiamento, testimoniato dall'abbondanza di forme bacinali rimaneggiate del Miocene e in alcuni casi del Cretaceo, forniscono un importante elemento discriminante dai terreni del primo ciclo per la presenza di forme del Serravalliano superiore, ovvero di forme più recenti dei terreni del primo ciclo.

Per tale ragione l'età dei depositi studiati viene desunta da letteratura (AMORE *et alii*, 2003) ed è attribuita al Tortoniano medio.

Il rimaneggiamento così marcato, così come segnalato dagli analisti biostratigrafi per il nannoplankton calcareo, era atteso per le caratteristiche stesse del deposito in cui sono evidenti i rimaneggiamenti anche a scala macroscopica.

I depositi studiati sono, infatti, costituiti a spese dei depositi mesozoici e delle Formazioni di Trentinara Cerchiara, del Bifurto e le argille rosse residuali, in parte dalla catena in erosione (detrito silicoclastico nella matrice del conglomerato) e in parte da apporti derivanti dalle falde interne in avvicinamento, in particolare nella porzione superiore (clasti di calcari con selce, e olistoliti di materiali interni).

7.4 Sintesi sedimentologico-stratigrafica

Dall'analisi dei dati raccolti è possibile individuare nei depositi miocenici studiati, in un contesto di marcate variabilità di facies, sia verticali sia laterali, un *trend* evolutivo comune che può essere efficacemente descritto mediante una colonna stratigrafica di sintesi.

La colonna stratigrafica di sintesi è una colonna stratigrafica “purificata” dalle variazioni di facies locali, poco significative a scala di bacino, la cui utilità risiede nella possibilità di effettuare correlazioni ad ampia scala, ma anche nella capacità di focalizzare l'attenzione sugli eventi tettonici, sedimentari ed evolutivi a scala dell'intero bacino.

Le numerose colonne stratigrafiche realizzate per il presente studio, infatti, essendo caratterizzate da un elevato livello di dettaglio, sono rappresentative di situazioni fortemente localizzate nello spazio, dell'ordine di grandezza di un affioramento, e pur fornendo un indispensabile strumento per la comprensione e la caratterizzazione del deposito, difficilmente sono utilizzabili per correlazioni, a scala di bacino, con i dati derivanti dalle aree tipo più distanti.

Per la realizzazione della colonna di sintesi dell'area studiata si è proceduto con gradualità all'elaborazione e al confronto dei dati stratigrafici e sedimentologici raccolti mediante:

1. il confronto dei litotipi descritti per ogni affioramento le cui principali caratteristiche sono riassunte in tabella 2
2. le correlazioni tra le colonne stratigrafiche di dettaglio, su basi prevalentemente stratigrafico-sedimentologiche (figura 95)
3. la verifica della validità delle correlazioni stratigrafiche attraverso l'integrazione dei dati granulometrici dei clasti e dalle analisi petrografiche delle areniti

In tal modo sono state individuate le principali facies deposizionali caratterizzanti l'area studiata. E' stato, quindi, possibile ricostruire la successione stratigrafica sintetica ed elaborare un'interpretazione sedimentologica delle facies deposizionali.

In base ai dati granulometrici (figura 92) e alle ricostruzioni stratigrafiche presentate in figura 95, è possibile individuare quattro principali unità deposizionali:

1. **Ruditi disorganizzate**, correlando le litofacies Sa1; MF1a e MF1b; Pa1; VF1; Va1
2. **Siltiti laminate** con strati di calcareniti brecciole a macroforaminiferi e corpi arenitici correlando le litofacies: Pa2, Sa2 MF2, MF4; VF2, VF3; Va3 e TG2, TG3 e ruditici canalizzati correlando MF3, Va3, TG3, Sa3 e Km1;
3. **Caotico**, correlando le litofacies Pa3; MF5; VF4; Va3; TG1
4. **Olistoliti**, correlando le litofacies MF6; TG4

Unità deposizionale 1: deposito ruditico matrice sostenuto, privo di organizzazione dei clasti e di strutture interne è suddivisibile in due sub-litofacies per le differenti dimensioni dei clasti e la diversa quantità di matrice.

Il substrato, variamente tettonizzato ed eroso, è costituito dai calcari della Formazione di Trentinara, da sottili lembi della Formazione di Cerchiara, o sporadicamente dalle argille rosse residuali e dai calcari del Cretacico superiore.

Unità 1a: Rudite (litofacies Sa1, MF1a, VF1); (figura 96) deposito caotico a matrice sabbiosa prevalente con clasti carbonatici con un grado di arrotondamento confrontabile con le classi 0,3/0,4 dello schema di comparazione visiva di KRUMBEIN. I clasti presentano dimensioni variabili da *fine pebble* a *medium-large cobble*, con prevalenza di *medium* e *coarse pebble*, e sono descritti dalla curva di distribuzione rappresentata in figura 92e. Il rapporto tra i due diametri misurati è in prevalenza uguale ad 1.

I clasti carbonatici, che talora presentano fori di litodomi, sono costituiti in prevalenza dai calcari della Formazione di Trentinara ed in subordine dai calcari della Formazione di Cerchiara. Sono presenti anche clasti argillosi talora delle dimensioni di alcune decine di centimetri.



La matrice, in prevalenza carbonatica, è di granulometria sabbiosa ed è classificabile tessituralmente come una *packstone-grainstone* bio-detritica fortemente bioclastica, ricca di foraminiferi bentonici, briozi e frammenti di lamellibranchi. È presente una componente silicoclastica costituita da quarzo, feldspati, plagioclasti, siltiti e da litici vulcanici (campioni PA2, PA6, PA7, PA8, PA9, PA10, PA17, PA19).

Figura 96: Rudite dell'Unità deposizionale 1a

Unità 1b: Rudite (Litofacies Pa; MF1b; Va1): (figura 97) deposito caotico matrice sostenuto, con clasti molto più abbondanti rispetto al conglomerato dell'unità 1a.

Le dimensioni dei clasti variano da *fine pebble* a *small cobble* con prevalenza di *medium* e *coarse pebble*, sono descritte dalla curva di distribuzione delle classi granulometriche rappresentata in figura 92f. Sono assenti clasti di dimensioni maggiori degli *small cobble* (10 cm). L'arrotondamento è confrontabile alla classe 0,4 di KRUMBEIN. Il rapporto tra i due diametri misurati è in prevalenza uguale ad 1.

La matrice è di colore giallognolo-rossastro, ha le dimensioni di una sabbia media e tessituralmente è classificabile come un *pakstone*. Da un punto di vista composizionale è prevalentemente carbonatica con grani di origine detritica (manca, o è del tutto subordinata, la componente biodetritica, campione PA12).



Figura 97: Rudite dell'Unità deposizionale 1b

Dall'analisi della distribuzione spaziale della rudite dell'Unità 1, si può constatare che essa è, seppure con spessori variabili da poche decine di centimetri ad alcuni metri, diffusa in gran parte degli affioramenti studiati nell'area a nord nord-est di Sapri. E' inoltre estremamente diffusa sui Monti Alburni, sul Monte Pollino, e con un aspetto leggermente differente (matrice meno abbondante, clasti compenetrati e a spigoli meno arrotondati, oltre che più antichi), sul Monte Cervati (SGROSSO, 1981).

La distribuzione degli affioramenti di tali terreni e il loro carattere discontinuo e lenticolare consentono di ricostruire una geometria estremamente lenticolare tipica dei corpi canalizzati.

Per le sue caratteristiche, inoltre, può essere considerata un conglomerato risedimentato, (WALKER, 1975, READING & RICHARDS, 1994) ovvero un deposito costituito da sedimenti accumulatisi in origine in acque basse, e, successivamente, risedimentato in acque più profonde, cui spesso sono associati anche depositi torbidity.

Testimonianze di trasporto dei clasti e della permanenza dei sedimenti, ed in particolare dei clasti carbonatici, in ambienti marini poco profondi e in ambienti continentali, sono rappresentati dall'arrotondamento e dalla presenza di fori di litodomi.

Tenuto conto delle strutture sedimentarie caratterizzanti il deposito, è possibile dedurre le caratteristiche del flusso che ne ha consentito la deposizione (tabella 2), ovvero un flusso in massa non turbolento e non coesivo assimilabile ad un *hyperconcentrated density flow* o *sandy debris flow* (SHANMUNGHAM, 1996).

Strutture sedimentarie	Caratteristica del flusso
assenza di gradazione nei clasti e nella matrice	flusso in massa non turbolento e non coesivo, assimilabile ad un <i>sandy debris flow</i>
conservazione di clasti fragili (fanghi e fossili)	
abbondanza relativa di clasti e scarso contenuto di fango	
geometrie laterali di <i>pinch out</i>	
contatto superiore regolare	
matrice detritica di natura analoga ai clasti	
capacità di trasportare grossi clasti	
contatto basale fortemente erosionale	
coesistenza di matrice e ciottoli	

Tabella 3: Principali caratteristiche del deposito rudite disorganizzato.

Tale deposito è, inoltre, confrontabile con la facies A: facies arenaceo conglomeratica di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972); con il modello disorganizzato di WALKER (1975) e con la facies F2 di MUTTI (1992) e MUTTI *et alii* (1996).

Unità deposizionale 2: siltiti di color tabacco e verdi con calcareniti e breccie a macroforaminiferi, con corpi arenitici e rudite canalizzati e livelli caotici a varie altezze stratigrafiche.

2a: Siltiti di colore tabacco e verdi con strati e straterelli di calcareniti, spesso, molto alterate, calcilutiti e breccie a macroforaminiferi di spessori variabili da pochi centimetri a qualche decina di centimetri, con frammenti di *Ophiomorpha* silicizzati.

Le calcareniti presentano "sporcature" di detrito silicoclastico e vulcanoclastico e sono ricche di spicole di spugna (campioni PA9, PA15, PA17).

Spesso gli strati si presentano, in affioramento, fortemente tettonizzati e *boudinati*.

2b: (figura 98) **Areniti**, da sottili a medio-grossolane, generalmente prive di strutture interne, spesso amalgamate, talora laminate. Gli spessori sono variabili, ma l'ordine di grandezza è di alcuni metri. Composizionalmente sono prevalentemente carbonatiche ma presentano sporcature di detrito silicoclastico e vulcanoclastico.



Sono confrontabili con la Facies B di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) con le *Massive sandstones* di WALKER (1975; 1992) e con la facies WF di MUTTI (1992) (la facies di transizione tra F2 ed F4).

Figura 98: Areniti laminate

2c: Rudite (figura 99) deposito generalmente caotico con contatto basale marcatamente erosionale in contatto su siltiti e materiali facilmente erodibili che incide profondamente e da cui derivano i numerosi *rip up clast* di dimensioni, talora, anche di svariate decine di centimetri che lo caratterizzano.

Il deposito mostra una blanda organizzazione dei clasti di forma allungata, che sono allineati e paralleli alla superficie erosiva.

I clasti variano, dimensionalmente da: *fine pebble* a *large cobble*, con sporadici *very coarse boulder*; la classe più rappresentativa è *medium* e *coarse pebble*, ma ben rappresentate sono pure la *small* e *very coarse pebble*. Il deposito è caratterizzato da una curva di distribuzione delle classi granulometriche rappresentata in figura 92 g.

L'arrotondamento è in prevalenza pari alla classe 0,4 di KRUMBEIN. Il rapporto tra i due diametri misurati è generalmente uguale ad 1, ma sono stati osservati clasti allungati, tanto da consentire il rilevamento di dati direzionali.

La natura dei clasti è calcarea, i terreni di origine dei clasti sono costituiti in prevalenza dai calcari delle Formazioni di Trentinara ed in subordine dalle calcareniti della Formazione di Cerchiara.

Talora i clasti presentano fori di litodomi.



La matrice è caratterizzata da una granulometria sabbiosa medio-fine di colore giallognolo. Tessituralmente è una *packstone-grainstone* a composizione prevalentemente carbonatica, fortemente biotritica, con frammenti di echinodermi e lamellibranchi, foraminiferi bentonici. Ricontrata anche una componente silicoclastica costituita da miche, abbondanti e talora osservabili anche sul terreno, felspati, quarzo, frammenti di siltiti e di argille e grani vulcanici più o meno alterati (campioni PA1, PA3, PA13).

Figura 99: rudite canalizzata dell Unità 2c

L'interpretazione che ne consegue è che si tratta di un deposito da flusso iperconcentrato, di una porzione prossimale e canalizzata della conoide, ma più distale della rudite dell'Unità 1, secondo il modello organizzato di WALKER (1975).

L'intenso rimaneggiamento di sedimenti di acque basse è testimoniato, anche nella porzione pelitica di questa unità deposizionale, dalla presenza di pezzi di *Ophiomorpha* silicizzati e chiaramente rimaneggiati.

Ophiomorpha è una traccia fossile, semplice da riconoscere per l'aspetto esterno mammellonare, dovuto al rivestimento esterno di palline di fango; è una galleria ramificata con rami di forma cilindrica costruita dalla *Callianassa Major Say* (WEIMER & HYOT, 1964). Pur essendo stata riconosciuta in una moltitudine di ambienti differenti variabili dall'*off-shore bars* ad ambienti fluviali, (SEILACHER, 1967) viene attribuita alle icnofacies *skolitos* e *cruziana* tipiche di ad ambienti costieri sabbiosi (BROMLEY, 1986).

Nel caso specifico l'*Ophiomorpha* osservata nei sedimenti studiati si presenta estremamente frammentata in pezzi cilindrici di dimensioni massime di qualche centimetro di lunghezza, completamente priva delle complesse architetture che la caratterizzano (FREY, HOWARD & PRYOR, 1984).

Le tracce fossili, in generale, a causa della loro estrema delicatezza raramente resistono al rimaneggiamento nel caso specifico, invece si può ritenere che, il riempimento dei *burrows* da parte di sedimenti sottili e la successiva silicizzazione ne hanno consentito il rimaneggiamento.

Unità deposizionale 3: Deposito caotico in matrice siltosa color tabacco con pezzame quarzarenitico di dimensioni variabili da piccoli ciottoli a grossi blocchi, i clasti sono spesso a spigoli vivi.

Talora, immersi nella matrice siltosa, si osservano grossi (centinaia di metri cubi) blocchi calcareo-marnosi o intere successioni di argille verdi e intercalati strati e straterelli di calcareniti con selce più o meno deformati o calcari con selce, interpretabili come grossi olistoliti di materiali derivanti, dalle falde interne.

Unità deposizionale 4: Deposito prevalentemente siltoso, di colore tabacco, inglobante strati e pezzi di strato dello spessore variabile da qualche centimetro alle decine di centimetri di marne silicifere, calcareniti silicizzate, brecciole a macroforaminiferi, calcareniti torbidity, talora con laminazione convoluta, quarzareniti numidiche. Il deposito originariamente stratificato è attualmente estremamente tettonizzato e caoticizzato e può essere interpretato come un olistolite della Formazione del Bifurto dalle dimensioni variabili da pochi metri sino alle molte migliaia di metri cubi.

I depositi caotici in matrice argilloso-siltosa (Unità 2c, 3, 4) con clasti eterometrici di varia natura possono essere genericamente definiti debrite, depositi da *debris flow* e sono confrontabili con facies caotiche costituite da livelli franati, *slumping*, *sand flow*, olistoliti, olistostromi della facies F di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), ovvero o con le *pebbly mudstone* di WALKER (1975) e WALKER (1992).

Sulla base dei dati sin ora discussi è possibile ricostruire una colonna stratigrafica di sintesi (fig.100) rappresentativa dell'area studiata.

La successione è costituita dal basso verso l'alto da un deposito ruditico (Unità 1a o 1b), una successione siltosa, color tabacco, con calcareniti e brecciole a macroforaminiferi (Unità 2a) e con frequenti corpi canalizzati di depositi tipo *debris flow* (litofacies 2c) ed areniti (Unità 2b); quindi depositi caotici con grossi olistoliti, costituiti da grossi blocchi di calcilutiti attribuibili alla Formazione di Trentinara, di calcareniti e conglomerati della Formazione di Cerchiara e di siltiti, brecciole, calcilutiti silicifere e quarzareniti Numidiche, attribuibili alla Formazione del Bifurto, oltre che di terreni di origine interna

(argille verdi e con intercalati stati e straterelli di calcareniti con selce molto deformati e talora blandamente piegati; Unità 3 e 4).

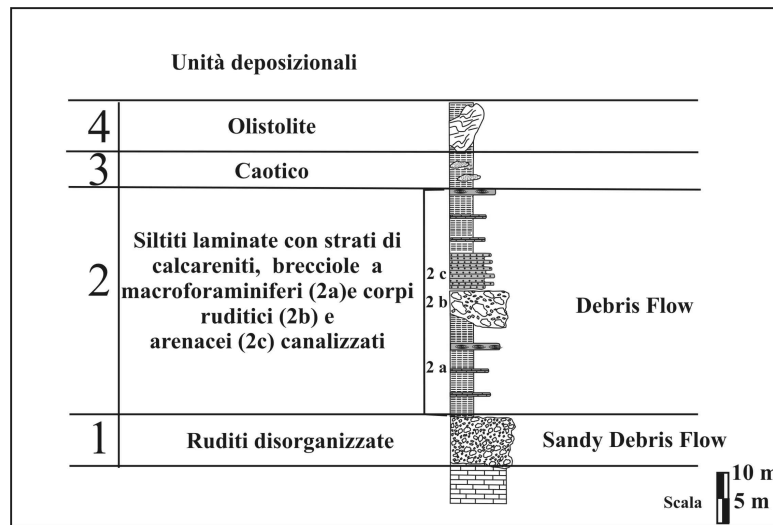


Figura 100: Colonna stratigrafica schematica, principali unità deposizionali e principali meccanismi di deposizione.

Le litofacies descritte nei terreni studiati sono confrontabili, per caratteristiche sedimentologiche, con le facies ed associazioni di facies descritte in letteratura per le conoidi sottomarine.

I modelli di riferimento, nati per modellizzare sistemi silicoclastici, quali ad esempio il modello di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), WALKER (1975), WALKER (1992) e MUTTI (1992), possono essere applicati anche alle litofacies (Unità 1; e 2c) quasi totalmente carbonatiche; per la natura terrigena dei grani carbonatici, grani derivanti, cioè, dallo smantellamento di rocce preesistenti.

Le facies e le associazioni di facies osservate nell'area studiata sono caratteristiche di zone prossimali e canalizzate di conoide e zone di scarpata (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972), in cui le Unità 1a e 1b assieme all'Unità 2b e 2c costituiscono la porzione più grossolana del riempimento di canali conoide o dei *canyon* sottomarini, mentre le Unità caotiche 3 e 4 rappresentano le porzioni caotiche delle scarpate e le arenite porzioni più distali dei *canyon* sottomarini.

Le facies individuate sul terreno sono state posizionate nel modello WALKER (1975), in figura 101.

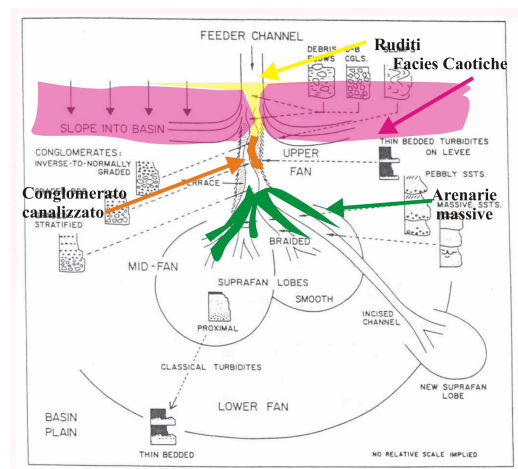


Figura 101: Ubicazioni delle principali facies individuate nei depositi studiati sul modello di distribuzione delle facies in una conoide sottomarina di WALKER (1975).

L'interpretazione sedimentologica e le ubicazioni delle facies nel modello di conoide non costituiscono, però, un tentativo di ricostruzione del bacino di deposizione dei terreni in studio, ma solo uno schematico riferimento.

Non è possibile, infatti, schematizzare, con un semplice modello di distribuzione delle

facies, un bacino caratterizzato da continue variazioni di forma e di condizioni deposizionali.

Le frequenti variazioni di facies, sia orizzontali che verticali, la presenza, a più altezze stratigrafiche di olistoliti ed olistostromi, sono testimonianza di un'intensa attività tettonica sinsedimentaria.

Osservazioni sulla provenienza dei sedimenti che hanno alimentato il bacino, hanno evidenziato una prevalenza di clasti derivanti dalle Formazioni di Trentinara e di Cerchiara nella parte bassa, ed un'abbondanza di sedimenti derivanti dalla Formazione del Bifurto nella parte alta.

Tale distribuzione di sedimenti solleva un importante interrogativo: perchè la porzione stratigraficamente più alta del substrato alimenta la parte alta del bacino di Piaggine mentre la parte stratigraficamente più bassa del substrato alimenta la parte bassa del bacino di Piaggine?

La risposta potrebbe essere che i terreni della Formazione del Bifurto, per le loro caratteristiche di facile erodibilità e di minor competenza, si siano originariamente scollati dal substrato e accumulati in depressioni tettoniche dove, talora, sono ancora conservati alla base di terreni attribuibili alla Formazione di Piaggine. In tale fase l'area sorgente del bacino di Piaggine doveva essere costituita dalle sole successioni carbonatiche, prive dei depositi terrigeni della Formazione del Bifurto. Successivamente un evento tettonico deve aver modificato le morfologie dell'area sorgente e sollevato le aree, inizialmente depresse, in cui si erano accumulati i terreni della Formazione del Bifurto, che vengono a trovarsi in una posizione morfologicamente adatta per fornire alimentazione al bacino di Piaggine.

Il substrato del bacino di deposizione dei terreni studiati, doveva essere fortemente articolato.

I depositi studiati sono stati, infatti, osservati in contatto stratigrafico discordante su differenti altezze stratigrafiche della successione carbonatica di piattaforma e della sua evoluzione ad avanfossa.

Doveva essere, inoltre, caratterizzato da porzioni emerse ed in erosione, in grado di produrre clasti, di arrotondarli di consentire l'attacco da parte di organismi litofagi.

Unità Deposizionali	Tessitura	Struttura	Depositi analoghi descritti in letteratura	Processi deposizionali ad essi associati
Unità 1 Rudite disorganizzata	Matrice arenitica detritica e biodetritica con abbondanti clasti carbonatici di dimensioni estremamente variabili da <i>pebble a boulder</i>	Disorganizzato	Facies A Facies Arenaceo Conglomeratica Mutti e Ricci Lucchi 1972 Conglomerato disorganizzato Walker 1975 F2 di Mutti 1992	<i>Grain flow</i> Mutti e Ricci Lucchi 1972 <i>Sandy debris flow</i> (Shanmungam 1996) <i>Hyperconcentrated flow</i> (Mutti 1992; 1996)
Unità 2 Siltiti laminate con strati di calcareniti calcilutiti, brecciole a macroforaminiferi e con corpi conglomeratici e arenitici canalizzati;	Siltiti laminate con calcareniti, calcilutiti e brecciole a macroforaminiferi c	Stratificato		
	Conglomerati canalizzati	Clasti parzialmente iso-orientati	Facies A Facies Arenaceo Conglomeratica Mutti e Ricci Lucchi 1972 Conglomerato organizzato Walker 1975 F2 di Mutti 1992	<i>Grain flow</i> Mutti e Ricci Lucchi 1972 <i>Sandy debris flow</i> (Shanmungam 1996) <i>Hyperconcentrated flow</i> (Mutti 1992)
	Areniti da sottili a grossolane, prive di strutture interne	Talora grossolanamente laminate	Facies B Arenacea Mutti e Ricci Lucchi 1972 Sabbie massive Walker 1975; 1992 WF, Mutti 1992	<i>Grain flow</i> Mutti e Ricci Lucchi 1972
Unità 3 Caotica	Matrice siltosa tabacco molto abbondante con clasti di dimensioni estremamente variabili	Disorganizzato	Facies F Mutti e Ricci Lucchi 1972 <i>Pebbly sandstones</i> Walker 1975 Facies F1 di Mutti 1992	<i>Debris flow</i> Mutti e Ricci Lucchi 1975
Unità 4 Olistoliti				

Tabella 4: Principali caratteristiche sedimentologiche dei depositi studiati e confronto con depositi analoghi descritti in letteratura.

7.5: Confronto con serie note

Il confronto effettuato tra le sezioni tipo dei Monti Pollino, Cervati, Alburni e dell'area studiata (figura 102) ha consentito di riconoscere, in un contesto di marcate variabilità di facies, caratteri evolutivi comuni.

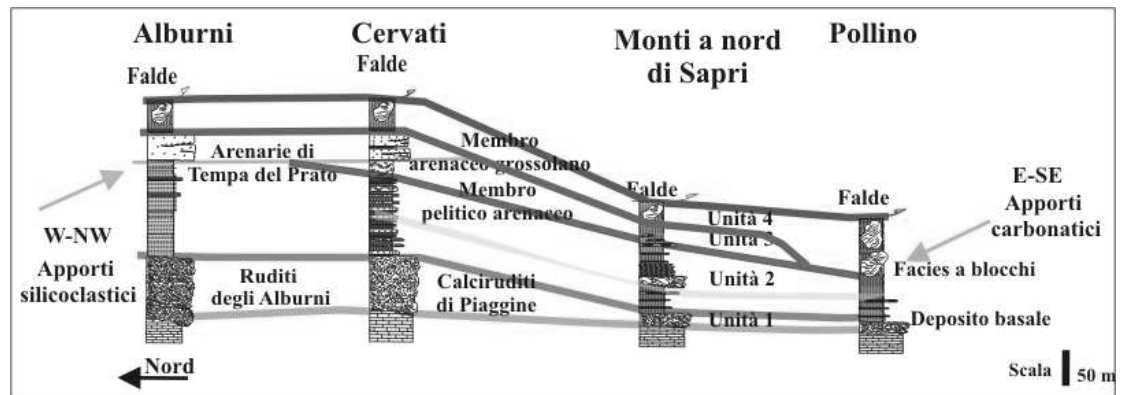


Figura 102: Correlazioni tra le colonne stratigrafiche schematiche delle località tipo, direzione di provenienza degli apporti carbonatici e silicoclastici, nella figura sono inoltre evidenziate la distribuzione delle arenarie (in azzurro) e degli strati carbonatici (in rosa).

La successione in tutte le aree citate inizia, infatti, con un deposito ruditico, caratterizzato da spessori variabili da pochi metri (Raganello e area studiata) ad alcune decine di metri, Alburni e Cervati. Tale deposito ruditico di base è un deposito caotico, generalmente matrice sostenuto, con clasti carbonatici derivanti in prevalenza dai terreni della Formazione di Trentinara, in subordine dai terreni del Cretacico e da quelli della Formazioni di Cerchiara ed in misura del tutto trascurabile dalla Formazione del Bifurto; i clasti sono caratterizzati da un grado di arrotondamento medio confrontabile con le classi 0,4-0,5 di KRUMBEIN e presentano, talora, fori di litodomi; la matrice varia da molto abbondante, su Pollino, Alburni e area studiata, a scarsa sul Cervati, dove talora si osservano clasti compenetrati. La matrice è di natura prevalentemente calcarea, ma presenta frequenti litoclasti non carbonatici; granulometricamente varia da sabbia fine a grossolana.

Per le sue caratteristiche è possibile riconoscere l'esistenza di un substrato articolato, con esposizioni di porzioni anche antiche del substrato stesso (clasti cretacici), permanenza dei clasti in acque basse (fori di litodomi) e un certo trasporto dei sedimenti (clasti arrotondati e subarrotondati).

Inoltre, il confronto e le osservazioni effettuate in un'area così ampia hanno consentito di riconfermare quanto sostenuto da SGROSSO (1981) e successivamente smentito da CASTELLANO (1997), ovvero che le Calciruditi di Piaggine costituiscano la base delle arenarie. Tale situazione, poco visibile nell'area di Piaggine, è invece ben esposta in altre aree quali Alburni e area a nord nord-est di Sapri.

La successione prosegue verso l'alto divenendo prevalentemente siltosa ed evidenziando differenze tra le diverse località confrontate. Infatti, sul Pollino e nell'area studiata alle

siltiti laminate tabacco, si intercalano strati di calcareniti, calcilutiti e brecciole a macroforaminiferi e di frequente corpi arenitici e ruditici canalizzati.

Sul Cervati è rappresentato da una successione pelitico arenacea, con sporadiche intercalazioni carbonatiche.

Infine, sugli Alburni il deposito è quasi esclusivamente siltoso con sporadiche intercalazioni arenitiche che s'ispessiscono verso l'alto.

Salendo stratigraficamente le correlazioni divengono più difficoltose, a causa delle differenze sempre maggiori tra le successioni rappresentative delle diverse località.

Le successioni di Alburni e Cervati proseguono, infatti, con una successione arenacea grossolana, mentre quelle del Pollino e dell'area studiata con depositi caotici in matrice siltosa. La successione termina poi, su Alburni, Cervati, Pollino e Monti a nord di Sapri con un deposito a grossi olistoliti.

Le correlazioni così effettuate, integrate con i dati sedimentologici di letteratura e con quelli derivanti dal presente lavoro, consentono di collocare le successioni studiate in precise posizioni all'interno del bacino di deposizione, oltre che di ritenere poco probabile l'esistenza di più bacini distinti in base alla distribuzione delle arenarie, limitata alle aree del Cervati e degli Alburni, e dei livelli calcarenitici, ben rappresentati sul Pollino e nell'area di studio, ma estremamente scarsi sul Cervati e completamente assenti sugli Alburni. Secondo quanto stabilito da CASTELLANO (1997), infatti, almeno per la zona di Piaggine, gli apporti silicoclastici e quelli carbonatici dovevano derivare da due differenti direzioni, rispettivamente W-NW per gli apporti silicoclastici ed E-SE quelli carbonatici (figura 102). I dati direzionali rilevati nell'area a Nord-Nord Est di Sapri, invece, non hanno evidenziando direzioni preferenziali, confermando l'esistenza di un bacino fortemente articolato.

La porzione di bacino descritta dalle successioni affioranti nell'area studiata e sul Pollino, doveva costituire la porzione sud orientale del bacino, in cui non giungevano gli apporti silicoclastici, concentrati, invece, in un'area rappresentata dalle successioni del Cervati e degli Alburni, ma in cui al contrario giungevano frequenti apporti carbonatici.

Inoltre, integrando tali considerazioni con quelle di carattere sedimentologico derivanti dal presente studio e dalla letteratura, è possibile completare la ricostruzione della distribuzione delle successioni descritte all'interno del bacino.

Le Calciruditi di Piaggine, nella zona di Piaggine sono state interpretate da CASTELLANO (1997), come il prodotto di deposizione di un *debris flow* alla base di una scarpata carbonatica di origine tettonica, le arenarie del membro inferiore pelitico, come il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale non canalizzata, caratterizzata da associazioni pelitico arenacee indicativa di un ambiente di scarpata e depositi di frangia di lobo e lobo, ed infine le arenarie del membro arenaceo come il prodotto della sedimentazione in un'area strutturalmente confinata, caratterizzata da due associazioni di facies microconglomeratica-arenacea rappresentativa di piccoli lobi e da un'associazione arenaceo pelitica con depositi d'interlobo e frangia di lobo.

Le Ruditi degli Alburni, sono state interpretate da SANTO (1996) come depositi di un'area prossimale di un bacino tettonicamente attivo.

Le Ruditi di base dell'area studiata (Unità 1a e 1b), come emerge dai capitoli precedenti, sono state interpretate come depositi di zone prossimali e canalizzate di conoide; ovvero la porzione più grossolana del riempimento di canali conoide o dei *canyon* sottomarini, mentre l'unità siltosa 2 costituisce la porzione più distale dei canali.

Tenuto conto di tutti questi elementi, il bacino può essere ricostruito collocando la successione degli Alburni in posizione relativamente più prossimale, in un'area in cui al

termine della deposizione delle Ruditi non sono più giunti apporti carbonatici; le successioni del Pollino e dell'area studiata in posizione intermedia, più prossima agli Alburni e laterale rispetto al Cervati, per l'assenza di facies arenacee; ed infine il Cervati, in particolare i dintorni di Piaggine, in posizione più distale.

L'assenza di porzioni francamente distali di bacino profondo, presenti solo al Cervati ed in parte all'Alburno, e l'abbondanza di porzioni prossimali di conoide (Alburni-Pollino e area studiata ed in parte Cervati) potrebbe essere imputabile all'intensa attività tettonica sinsedimentaria e alla forte irregolarità del substrato del bacino studiato.

Una morfologia estremamente articolata, associata a grossi apporti di sedimenti anche estremamente grossolani, infatti, consente certamente lo sviluppo di abbondanti facies grossolane prossimali e solo di limitate facies distali, facies che secondo le ricostruzioni effettuate potrebbero essere collocate in aree oggi completamente ricoperte da falde e dunque non affiorare.

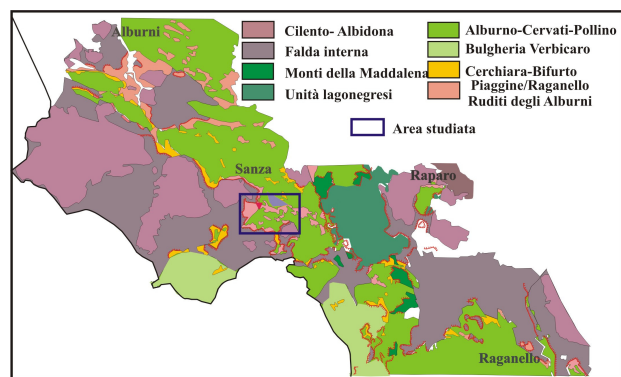
Tutti questi elementi, infine, associati all'assenza di sedimenti di mare basso non rimaneggiati, assieme alla sterilità diffusa dei campioni prelevati, spesso sterili anche per le forme rimaneggiate, e alla forte alterazione delle forme presenti sembrerebbe indicare un ambiente di deposizione profondo, probabilmente al di sotto del CCD.

Sulla base delle osservazioni effettuate sino a questo momento, per la forte correlabilità tra le colonne delle località tipo e dell'area di studio, per l'assenza di elementi che consentano di riconoscere bacini distinti, (facies distali dei diversi bacini e facies di mare basso), la distribuzione delle facies, assieme alla grande distribuzione areale dei depositi studiati, è possibile ritenere che i terreni appartenenti alle Formazioni di Piaggine del Raganello e delle Ruditi degli Alburni si siano depositi in un unico esteso bacino molto articolato e caratterizzato da continue variazioni di forma. Le differenze litologiche e sedimentologiche esistenti tra le diverse aree tipo sono interpretabili come differenze legate alla posizione occupata nell'ambito del bacino.

Il bacino doveva, inoltre, essere caratterizzato dalla presenza di porzioni emerse che separavano, almeno in parte, le differenti aree, mentre la sedimentazione, almeno nelle parti di bacino oggi conosciute, inizia direttamente con sedimenti tipici di mare profondo.

Il bacino di deposizione dei terreni studiati doveva essere caratterizzato da una notevole estensione areale, come testimoniato dalla distribuzione degli affioramenti diffusi dagli Alburni, al Pollino, al Cervati, ai monti Raparo e Raparello, e ai monti a nord di Sapri (figura 103).

Tali terreni sembrano essersi depositi su un intero dominio paleogeografico cioè quello



della piattaforma carbonatica Campano-Lucana-Calabrese (SGROSSO, 1988), dominio che è caratterizzato dalla loro presenza.

Figura 103: Distribuzione degli affioramenti delle Formazioni oggetto di studio dalla Carta Geologica dell'Appennino meridionale BONARDI *et alii* (1988b) modificata ed integrata con i dati di terreno e di letteratura.

Il contesto geodinamico in cui si costituisce il bacino deve essere stato caratterizzato da una forte attività tettonica, testimoniata dai livelli caotici e dai grossi olistoliti ed olistostromi diffusi a varie altezze nelle successioni. Una situazione efficacemente descritta da MUTTI *et alii* (1996), in cui predominano processi erosivi, con conseguente forte produzione di detrito, anche grossolano, e importanti innalzamenti tettonici del bacino di drenaggio, con conseguente forte capacità di trasporto di materiali grossolani da parte dei corsi d'acqua e trasferimento degli stessi a mare, con conseguenti importanti influenze sulla sedimentazione marina profonda (*flood dominated fluvio deltaic system*). In tali sistemi le tipiche unità deposizionali le *flood unit* (unità di piena) sono costituite da depositi alluvionali e marini e sono caratterizzati da una grossa varietà di facies variabili da conglomerati non stratificati e talora lenticolari, limitati da importanti superfici erosionali, a fanghi gradati, passando attraverso una varietà di facies sabbiose con strati tabulari alternate ad argille.

Problematiche sono poi le relazioni tra i depositi studiati e le Breccie di Sapri. Mancano, allo stato attuale delle conoscenze, elementi che ne possano stabilire univocamente le età relative. Dagli studi di SGROSSO A. (1994 e 2002) si evidenzia che le Breccie di Sapri sono successive alla Formazione del Bifurto e precedenti all'arrivo delle falde, occupando una posizione stratigrafica del tutto analoga a quella dei terreni delle Formazioni di Piaggine del Raganello e delle Ruditi degli Alburni. La questione a questo punto è: sono più recenti più antiche o coeve dei terreni studiati?

In assenza di elementi di terreno, che possano chiarire le posizioni reciproche, è possibile solo effettuare delle ipotesi:

le Breccie di Sapri sono più antiche dei terreni studiati. Si deve ipotizzare che dopo la deposizione dei terreni del Bifurto e prima della deposizione dei terreni delle Formazioni di Piaggine-Raganello-Ruditi degli Alburni una porzione della piattaforma doveva essere emersa e divenire area di sedimentazione continentale, alimentata da una scarpata carbonatica. In seguito a tale fase continentale il dominio paleogeografico in questione è ritornato in condizioni subacquee ed è divenuto area di deposizione dei terreni della Formazione di Piaggine.

Le Breccie di Sapri sono coeve ai terreni studiati: rappresenterebbero una porzione emersa del bacino di Piaggine Raganello Alburni.

Le Breccie di Sapri sono più recenti dei terreni studiati. Dopo la deposizione del Piaggine si è avuta emersione del dominio paleogeografico e deposizione delle Breccie di Sapri.

Pur non disponendo di evidenze dirette dei rapporti intercorrenti tra le Breccie di Sapri e i terreni studiati, è possibile effettuare alcune ipotesi sulla base di alcune osservazioni indirette.

La deposizione dei terreni delle formazioni studiate termina con l'arrivo delle falde interne. Il graduale sopraggiungere delle falde è testimoniato dalla comparsa e dal graduale aumento verso l'alto di materiale di origine interna.

Dunque, è fortemente improbabile che le Breccie di Sapri possano essere successive ai depositi studiati.

Più probabile, invece, è l'ipotesi che le Breccie di Sapri siano più antiche o al massimo coeve. Infatti, alla fine della sedimentazione del Bifurto e l'inizio della deposizione del Piaggine esistono evidenze di erosione probabilmente subaerea, testimoniata dalla produzione di detrito carbonatico, poi arrotondato deposto, nel bacino di Piaggine e dell'erosione e dello smantellamento di gran parte dei terreni del Bifurto e di Cerchiara.

Inoltre l'assenza tra i clasti delle Breccie di Sapri di materiale derivante dalle falde potrebbe essere un elemento a favore del fatto che le Breccie di Sapri siano più antiche dei terreni studiati, per la non registrazione del graduale arrivo delle falde.

Dalle osservazioni effettuate sui terreni studiati appare evidente che dalla fine della deposizione del Bifurto e delle Arenarie di Civita, ovvero dal Langhiano superiore-Serravalliano inferiore (fig 104) al momento della deposizione del Piaggine, ovvero non prima del Tortoniano medio, il dominio paleogeografico di piattaforma Campano-Lucano- Calabrese deve essere stato caratterizzato da un lungo periodo di non deposizione ed erosione (figura 104b).

E' probabile, infatti, che, dopo una deformazione che ha interessato i depositi di avanfossa (Post Bifurto), il dominio paleogeografico in esame sia stato interessato da una prima deformazione forse compressiva ma di cui le uniche evidenze sono indirette (erosione di centinaia di metri di successione) e da una fase distensiva, testimoniata dalle faglie dirette spesso suturate dai depositi della Formazione di Piaggine, e da una intensa erosione, che ha avuto la funzione di preparare spazio e sedimenti per il bacino di

Piaggine. Nel corso di tale episodio di continentalità si è avuta la probabile deposizione delle Breccie di Sapri (figura 104b) e lo smantellamento di parte delle Formazioni del Bifurto e di Cerchiara e del substrato carbonatico, e la conseguente produzione del detrito che ha alimentato il bacino di Piaggine. Non prima del Tortoniano medio si è avuta la deposizione dei terreni studiati (figura 104c), questa fase è terminata con l'arrivo delle falde di origine interne (figura 104d) che hanno ricoperto il bacino.

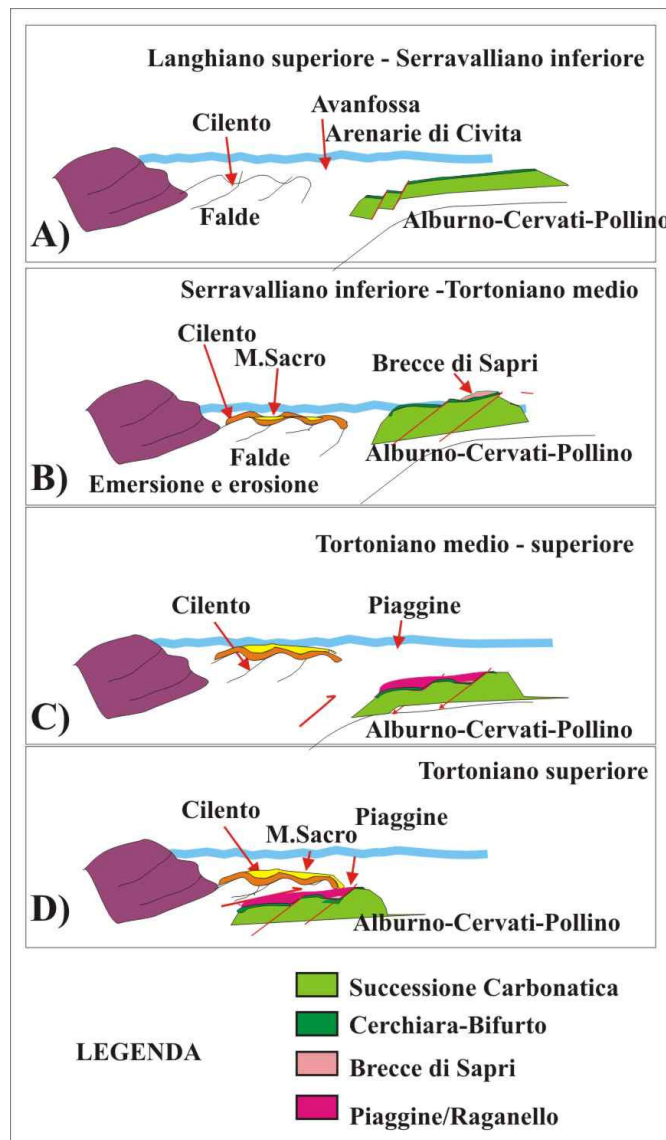


Figura 104: Ricostruzione dei principali eventi che hanno interessato il dominio di piattaforma carbonatica più interno: A) fase di avanfossa e deposizione delle arenarie di Civita; B) fase di emersione erosione e probabile deposizione delle Breccie di Sapri; C) deposizione delle Formazioni di Piaggine, Raganello e Ruditi degli Alburni; D) arrivo delle falde interne

7.6 Primo o secondo ciclo?

Dall'esame della letteratura geologica esistente sui terreni miocenici delle Formazioni delle Calciruditi e Arenarie di Piaggine, del Torrente Raganello, delle Ruditi degli Alburni, delle calcareniti di Cerchiara, del Bifurto e sui terreni miocenici affioranti nell'area studiata, è emerso con chiarezza che non tutti gli Autori riconoscono sul terreno un secondo ciclo miocenico.

I terreni da me descritti e studiati nel corso del lavoro di dottorato sono stati interpretati da alcuni Autori come primo ciclo miocenico e pertanto, come terreni eteropici delle Formazioni di Cerchiara e del Bifurto.

Tuttavia è noto che i terreni del primo ciclo miocenico hanno un significato profondamente differente rispetto a quelli del secondo ciclo, essendosi depositi in ambienti e condizioni geodinamiche estremamente differenti.

I terreni del primo ciclo miocenico, rappresentati, in tale area, dalle Formazioni di Cerchiara e del Bifurto, registrano la graduale migrazione del dominio paleogeografico nel quale si depongono, che passa da un'area continentale, testimoniata dalle argille rosse residuali, attraverso una fase di piattaforma carbonatica (Formazione di Cerchiara) in progressivo approfondimento, sino ad ambienti marini profondi (Formazione del Bifurto), e quindi a condizioni di depocentro di avanfossa con le Arenarie di Civita, Il regime tettonico al momento della deposizione di tali terreni è ancora relativamente tranquillo Il substrato è ancora poco o nulla deformato dalle spinte compressive.

I terreni del secondo ciclo miocenico, rappresentati dalle Formazioni di Piaggine, del Raganello e delle Ruditi degli Alburni si sono depositi, invece, solo dopo la deformazione del substrato su cui poggiano, in un regime tettonico certamente più attivo rispetto al primo ciclo testimoniato anche da numerosi depositi caotici e dalla presenza di olistoliti, dopo una lunga fase continentale, e non mostrano quella gradualità di approfondimento e sedimentazione che caratterizza, invece, il primo ciclo. Inoltre sono caratterizzati da un'età nettamente differente (primo ciclo Langhiano-Serravalliano, secondo ciclo Tortonian medio-superiore):

Motivi di ambiguità interpretative per i terreni studiati sono da ricercarsi in alcuni elementi tra cui:

- 1) la matrice del deposito basale confrontabile per alcuni aspetti con i terreni della Formazione di Cerchiara, descritta da CARANNANTE *et alii* (1988), e caratterizzata da associazioni di tipo *foramol* e dai frammenti di echinidi, briozoi, molluschi (ostreidi e pettinidi) e foraminiferi bentonici, foraminiferi planctonici ed alghe rosse calcaree.
- 2) la presenza di detrito vulcanoclastico con annessi depositi spongolitici associati a depositi di tipo numidico
- 3) concordanza o paraconcordanza di alcuni depositi basali sui terreni della Formazione di Trentinara o sulle Argille rosse residuali, in posizione stratigrafica analoga a quella dei terreni della Formazione di Cerchiara.
- 4) presenza di terreni chiaramente attribuibili alla Formazione del Bifurto in posizione stratigrafica più alta.

Accanto a queste evidenti affinità con i terreni del primo ciclo, tuttavia, sono da tenere in considerazione anche una serie di importanti elementi, che mal si accordano con una interpretazione di questo tipo.

Osservando i risultati delle datazioni, il substrato, il contatto con esso, l'evoluzione del deposito, i litotipi che lo caratterizzano, le caratteristiche petrografiche, e confrontandoli anche con i dati di letteratura l'ipotesi che tali terreni possano appartenere ad un primo ciclo miocenico diventa sempre più improbabile:

a) L'età: i due cicli hanno, chiaramente, età differenti: non più antica dell'Aquitaniense, per la presenza di *Miogypsina socini* e *M. globulina*, per la Formazione di Cerchiara (CARANNANTE *et alii*, 1988); Bifurto Burdigaliano-Langhiano; Arenarie di Civita Serravalliana (PATACCA *et alii*, 1992); e Tortonian medio-superiore per le Formazioni di Piaggine del Raganello e delle Ruditi degli Alburni (AMORE *et alii*, 2003); pertanto una datazione potrebbe fornire un inequivocabile elemento discriminante.

Nonostante le numerose campionature, i risultati ottenuti sino a questo momento, non sono stati soddisfacenti, fornendoci, solo in limitatissimi affioramenti un'età "non più antico del Serravalliano superiore" evidenziando un forte rimaneggiamento dei terreni studiati; ma la presenza al loro interno di forme più recenti dei depositi del primo ciclo.

b) Il substrato: i terreni studiati, nell'area esaminata, sono stati osservati in contatto stratigrafico sia sui calcari a Spirolina della Formazione di Trentinara e sulle Argille rosse residuali, che sui calcari cretaci e sulle Calcareni della Formazione di Cerchiara. Il substrato è stato intensamente deformato ed eroso prima della deposizione dei terreni oggetto di studio. Inoltre le relazioni tra il deposito ed il substrato sono discordanti. Dalla letteratura è noto, invece, che la Formazione di Cerchiara è caratterizzata da un contatto basale: concordante su un substrato, debolmente eroso, rappresentato dai calcari della Formazione di Trentinara, o dalle argille rosse residuali.

c) I litotipi: da un punto di vista litologico, tra le litofacies descritte per la Formazione di Cerchiara non esistono analoghi al conglomerato basale dei depositi studiati, mentre, al contrario il deposito basale della Formazione del Raganello (SANTO & SGROSSO, 1988) e della Formazione delle Ruditi degli Alburni (SANTO, 1988) è del tutto analogo a quello studiato nell'area di Caselle in Pittari. È chiaro che una semplice correlazione litologica non possa essere una discriminante, però ritengo importante sottolineare tale similitudine, anche considerando il fatto che la rudite basale degli Alburni e del Pollino, assieme alle calciruditi di Piaggine sono segnalate (SGROSSO, 1981; SANTO, 1988 e SANTO & SGROSSO, 1988; CASTELLANO, 1997) in discordanza sui terreni della formazione del Bifurto, anche perchè non sempre sul terreno si ha la fortuna di lavorare in situazioni chiare. Per questo motivo non si può non tener conto dei dati di letteratura che, invece, descrivono e documentano tali situazioni.

d) Evoluzione verso l'alto: il passaggio tra le Formazioni di Cerchiara e del Bifurto è un passaggio graduale, così come l'approfondimento dell'ambiente deposizionale. Inoltre nel primo ciclo mancano depositi caotici, evidenze di tettonica sinsedimentaria. Nel deposito studiato non è stata riconosciuta alcuna gradualità di approfondimento, il passaggio verso il Bifurto è brusco e spesso non concordante, ma soprattutto sono frequentissimi, se non predominanti, i depositi caotici. La spiegazione che posso fornire per questi elementi è che: innanzitutto, al momento della deposizione dei terreni studiati

la tettonica era molto intensa. Così si spiegano le frequenti variazioni di facies verticali, la presenza di depositi caotici, di grossi olistoliti.

Inoltre i terreni chiaramente ascrivibili alla Formazione del Bifurto sono in realtà grossi olistoliti di Bifurto, come confermano le giaciture e le relazioni tra tali terreni e quelli sottostanti.

e) Caratteristiche petrografiche: l'analisi della matrice del deposito basale oltre ad evidenziare una forte affinità con le calcareniti della Formazione di Cerchiara, ha messo in luce la presenza di detrito silicoclastico, in percentuali non elevate, ma comunque significative.

Se si tiene conto che dagli studi a carattere più strettamente petrografico, effettuati sui terreni delle Formazioni di Cerchiara e di Piaggine, emerge che nella porzione basale della Formazione di Cerchiara sono stati segnalati frequentemente grani vulcanoclastici (PERRONE 1987, CASTELLANO 1997), e solo da BONI (1974), nei terreni immediatamente al di sopra delle argille rosse residuali grani silicoclastici, che invece non sono stati riconosciuti da CASTELLANO (1997) e solo nella parte alta della successione da CARANNANTE *et alii* (1988).

Al contrario, detrito silicoclastico è segnalato nei depositi basali delle Formazioni di Piaggine e delle Ruditi degli Alburni (CASTELLANO, 1997 e SANTO, 1996).

Da un punto di vista interpretativo, infatti, l'assenza di detrito silicoclastico nelle calcareniti di Cerchiara ben si accorda con i modelli evolutivi della catena comunemente utilizzati. Il detrito silicoclastico è un elemento discriminante tra primo e secondo ciclo miocenico.

Tuttavia il confronto diretto tra le sezioni sottili del conglomerato basale dell'area di studio e quelle delle calciruditi di Piaggine, evidenzia spiccate analogie tra i grani silicoclastici dei due depositi. Va altresì segnalato che anche nelle calciruditi di Piaggine la quantità di detrito silicoclastico era in netta inferiorità rispetto al detrito carbonatico.

Sulla base di queste considerazioni, dunque, mi sembra provata l'attribuzione dei terreni miocenici studiati ad un secondo ciclo miocenico.

Conclusioni

I dati raccolti ed analizzati nel presente lavoro consentono innanzitutto di attribuire i terreni studiati ad un secondo ciclo miocenico.

Alcune caratteristiche come: *i)* contatto stratigrafico discordante su un substrato fortemente eroso; *ii)* affinità litologiche con i terreni certamente attribuiti al secondo ciclo miocenico, perchè in contatto stratigrafico anche su quelli del primo ciclo; *iii)* presenza di olistoliti ed olistostromi; *iv)* assenza di gradualità di approfondimento tipica del primo ciclo; *v)* presenza di detrito silicoclastico sin dalla base della successione; *vi)* età nettamente più recente di quella attribuita al primo ciclo; sono incompatibili con sedimenti del primo ciclo.

Il lavoro di terreno ha consentito inoltre di individuare le principali litofacies caratterizzanti i depositi studiati: 1) deposito ruditico basale; 2) siltiti con calcareniti, calcilutiti, brecciole a macroforaminiferi e con corpi arenitici e ruditici canalizzati; 3) depositi caotici con grossi olistoliti del substrato calcareo, di terreni della Formazione del Bifurto e di materiali delle falde interne.

Dall'esame delle caratteristiche dei depositi studiati e dal confronto con i dati derivanti dallo studio delle località tipo sul Monte Cervati, sul Monte Pollino e sui Monti Alburni è stato possibile ipotizzare la ricostruzione di un bacino in cui gli Alburni potevano rappresentare il bordo più proximale e il Cervati la porzione più distale, mentre l'area studiata poteva costituirne assieme al Pollino la porzione intermedia.

Il bacino di deposizione dei terreni studiati deve avere un significato diverso da quello di un bacino di *piggy back* CASTELLANO *et alii* (1997) e CASTELLANO *et alii* (2000). Le successioni descritte, infatti, sono state osservate sempre al top della successione carbonatica al di sopra dei terreni delle Formazioni di Trentinara, Cerchiara, Argille rosse residuali, e talora Bifurto, su un substrato evidentemente eroso e deformato, ma non ancora strutturato in una falda.

Per la posizione occupata dunque non può trattarsi di un bacino di *piggy back*, che per definizione è un bacino posizionato sulle falde, ma deve trattarsi di un diverso tipo di bacino, caratterizzato da una notevole estensione areale, tanto da interessare un intero dominio paleogeografico, e può avere un significato intermedio tra quello di una avanfossa e quello di un bacino di *piggy back*.

Il bacino in questione ha, infatti, in comune con i bacini di avanfossa, la diffusione su un intero dominio paleogeografico, nella parte alta della successione; mentre ha in comune con i bacini di *piggy back* il fatto di essersi formato su successioni deformate.

I terreni studiati si sono depositi, dopo una prima deformazione, testimoniato dalle faglie fossilizzate dal deposito e dalla discordanza, dopo un lungo periodo di emersione e di erosione che va dal Langhiano superiore-Serravalliano inferiore (fine deposizione terreni del primo ciclo) al Tortoniano medio. L'emersione e l'erosione sono testimoniate dalle caratteristiche del substrato, evidentemente eroso, ma anche dal fatto che i depositi studiati si sono formati a spese dei depositi delle Formazioni di Trentinara, Cerchiara e Bifurto, e da evidenza di permanenza in acque basse dei clasti delle ruditi (fori di litodomi sui ciottoli) o in ambienti continentali per consentirne l'arrotondamento e in un contesto caratterizzato da un'intensa attività tettonica.

L'area sorgente dei sedimenti doveva presentare in affioramento i terreni delle Formazioni di Trentinara, di Cerchiara e del Cretacico superiore ed inferiore, e dopo un importante evento tettonico i terreni della Formazione del Bifurto, doveva avere una fonte di detrito silicoclastico vicino ed essere caratterizzata da vulcanismo attivo, come si evince dalle osservazioni petrografiche effettuate.

Le peculiarità dei depositi, dei contatti e le caratteristiche dell'evoluzione hanno contribuito ad attribuire al dominio paleogeografico di piattaforma carbonatica più interna (PCLC di SGROSSO, 1986) i monti Raparo e Raparello, che occupano attualmente una posizione geografica più esterna rispetto a terreni della medesima unità paleogeografica.

Contributo decisivo a tale studio sarebbe stata una datazione, relativa o assoluta, che avrebbe potuto inquadrare in un contesto temporale preciso, gli eventi in essi registrati.

I risultati delle analisi biostratigrafiche effettuate hanno, infatti, fornito solo un 'non più antico del Serravalliano superiore', contribuendo certamente a smentire l'ipotesi che si possa trattare di un primo ciclo (che termina invece al Langhiano superiore-Serravalliano inferiore), ma non migliorando i dati già noti da letteratura (AMORE *et alii*, 2003), che attribuiscono loro un'età Tortoniano medio-superiore.

Da un punto di vista biostratigrafico risultati migliori sono stati quelli ottenuti sui campioni prelevati sui Monti Alburni, dove l'individuazione della zona a *M.convallis*, subzona a *G. rotula* ha consentito di datare come non più antichi del Tortoniano superiore i terreni studiati, confermando un dato di letteratura (SANTO, 1996).

Gli obiettivi futuri da raggiungere nello studio delle successioni di Piaggine, del Raganello e delle Ruditi degli Alburni, sono datare tali terreni oltre che con metodi biostratigrafici anche con datazioni assolute, cercando di utilizzare i livelli contenenti grani vulcanoclastici per la ricerca di minerali adatti per le datazioni assolute.

Sarebbe inoltre opportuno estendere gli studi di carattere stratigrafico e sedimentologico di dettaglio sulle caratteristiche deposizionali di terreni, confrontabili con quelli studiati, affioranti sui Monti Alburni e sul Monte Pollino e sul Monte Cervati.

Bibliografia

- AMORE F.O. (1992): *Studi biostratigrafici dei sedimenti miocenici del bacino Molisano: nannoplankton calcareo* - Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988a): *Relazione tra "flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle Formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona nel quadro dell'evoluzione infra-miocenica delle zone esterne appenniniche* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 285-297
- AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1988b): *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 621-625
- AMORE F.O., CIAMPO G., MORABITO S., RUGGIERO E., SANTINI U. & SGROSSO I. (2003): *Datazioni biostratigrafica e inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano lucano* - Geoitalia 2003 F.I.S.T. Riassunti; 286-288
- AMORE F.O., CASTELLANO M.C., CIVILE D., MORABITO S., PESCATORE T.S. & SANTINI U. & SGROSSO I. (2005): *Tre cicli sedimentari miocenici nei dintorni di Laviano (Salerno)* - Geoitalia 2005 5th Forum Italiano di Scienze della Terra Spoleto 21-23 Settembre 2005
- ARGNANI A. (2000): *The Southern Apennines-Tyrrhenian System within the kinematic frame of the central Mediterranean* - Mem. Soc. Geol. It., **55**; 115-122
- ARGNANI A. (2005): *Possible record of a Triassic ocean in the southern Apennines* - Boll. Soc. Geol. It., **124**; 109-121
- ARISI-ROTA F. & FICHERA R. (1985): *Magnetic interpretation connected to geo-magnetic provinces: the italian case history* - 47 th Meeting of E.A.E.G. Budapest
- BARATTOLO F. & PARENTE M. (1991): *Late Cretaceous-Paleogene of Roccadaspide* - In BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. *Field Trip Guidebook* 5th International Symposium of Fossil Algae: Capri 7-12 Aprile 1991
- BARATTOLO F., ROMANO R. & VECCHIO E. (2000): *The Spirolina facies (early-middle Eocene) in southern Apennines* - 5th meeting of the IGCP 1993
- BLATT H. (1992): *Sedimentary Petrology* - Freeman, New York 113 pp
- BOCCALETTI M., CALAMITA F. & VIANDANTE M.G. (2005): *La neo-catena litosferica appenninica nata a partire dal Pliocene inferiore come espressione della convergenza Africa-Europa* - Boll. Soc. Geol. It., **124**; 87-105
- BOGGS J.R (2001): *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* – Prentice Hall second edition

- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988a): *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione appenninica e i suoi rapporti con l'Arco calabro* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 17-35
- BONARDI G., D'ARGENIO B., DI NOCERA S., MARSELLA E., PAPPONE G., PERRONE V., PESCATORE T.S., SENATORE M.R., SGROSSO I., CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988b): *Carta geologica dell'Appennino meridionale in scala 1:250.000* - 74° Congresso della Società Geologica Italiana
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., ESTÉVEZ A., MARTÍN-MARTÍN M., MARTÍN-ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MANCLÚS J.E. (2003): *Oligocene to early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria–Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Betics and Morocco* - Geodinamica Acta **16**; 149–169
- BONI M. (1974): *Le Argille Rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica Campano-Lucana* - Boll. Soc. Geol. It., **93**; 1059-1094
- BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P. & ZAMPARELLI-TORRE V. (1974): *L'Unità del Monte Foraporta nel lagonegrese (Appennino meridionale)* - Boll. Soc. Geol. It., **93**; 469-512
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989): *Rocce e successioni sedimentarie* - Utet Torino
- BOSQUET J. C. (1965): *Sur l'allure et la mise en place des formation allocthones de la bordure orientale des massif calabro-lucanien* - Bull. Sc. Geol. Fr., **7**; 939-945
- BOSQUET J. C. (1971): *La tectonique tangetielle des series calcareo-dolomitiques du nord est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie meridionale)* - Geol. Rom. **10**; 23-52
- BOWN P.R. (1999): *Calcareous nannofossil biostratigraphy* - Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 314 pp
- BRADLEY W. C. (1970): *Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River (Texas)* - Bull. Geol.Soc. Am., **81**; 61-80
- BRANCACCIO L., D'ARGENIO B., FERRERI M., METCALF G., OLIVIERI A., ORTOLANI F., PESCATORE T.S., STANZIONE D., TORRE M. & VALLARIO A. (1979): *Prospettive geotermiche e assetto strutturale dell'Appennino meridionale (Campania a Basilicata)* - Comm. Comun. Europ. Dir. Generale Ric. Scient. ed Educ. Progr. Energia Geoter. 59 pp
- BROMLEY R.G. (1996): *Trace fossil, biology taphonomy and applications* - Chapman & Hall Publ. London 361 pp (2a edizione)
- CAILLEUX A. (1945): *Distintion des galets marins et fluviatiles* - Bull. Soc. Geol. Fr. **515**; 375-404
- CAILLEUX A. (1947): *L'indice d'emoussè: definition et premiere application* - Soc. Geol. Fr., Comp. Rend. Somm. Sean., **13-14**; 251-252

- CAILLEUX A. & TRICART J. (1963): *Initiation a l'étude des Sables et des Galetes* - Centre de Documentation Universitaire, Paris 3679 pp
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000): *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M Vesalo e il M Sacro (Cilento, Appennino meridionale)* - Boll. Soc. Geol. It., **119**; 395-405
- CAMMAROSANO A., CAVUOTO G., DANNA M., DE CAPOA P., DE RIENZO F., GIARDINO S., MARTELLI L., NARDI G., SGROSSO A., TOCCACELI R.M. & VALENTE A. (2004): *Nuovi dati sui Flysch del Cilento (Appennino meridionale Italia)* - Boll. Soc. Geol. It. **123**; 253-273
- CARANNANTE G., MATARAZZO R., PAPPONE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1988): *Le calcareniti mioceniche della Formazione di Roccadaspide (Appennino campano-lucano)* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 775-789
- CARANNANTE G. & SIMONE L. (1996): *Rhodolith facies in the central-southern Apennines mountains, Italy* – In SEPM *Models for carbonate stratigraphy from Miocen Reef Complexes of Mediterranean region* - I.B.S.N. 261-275
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988): *Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema, catena-avanfossa* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 331-341
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990): *Migrazione neogenica del sistema catena avanpaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali* - Riv. It. Paleont. Strat. **96**2-3; 271-296
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991): *Presentazione della Carta Geologica del bacino del Fiume Agri (Basilicata)* - Mem. Soc. Geol. It., **106**; 331-345
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988): *Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 109-129
- CASERO P., ROURE F., & VIALLY R., (1991): *Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines.*- In A. M. Spencer (Ed.): *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons* Vol. 1; 381–387 - Special publication of E.A.P.G.
- CASTELLANO M.C. (1997): *Studio dei depositi miocenici affioranti lungo il bordo nord-occidentale del M Cervati* - Tesi di Dottorato Università degli Studi Federico II di Napoli
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L. & SGROSSO I. (1997): *Sedimentology and stratigraphy of the Piaggine sandstones (Cilento, southern Apennines, Italy)* - Giornale di Geologia **59**1-2 ; 273-287
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L., SGROSSO A. & SGROSSO I. (2000): *Tectonostratigraphy of Miocene sedimentary successions of the central-southern Apennines insights on the progressive deformation of foredeep basins* - Mem. Soc. Geol. It., **55**; 285-292

CATALANO S., DOGLIONI C. & MERLINI S.(2001): *On the Mesozoic ionian Basin* – Geophys. Journ. **144**; 49-64

CELLO G., LENTINI S., MARTINI N., PALTRINIERI W.& TORTORICI L. (1988): *Structural styles in the southern Apennines thrust system* – A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, Nizza, 25-28 Settembre, Abstract volume

CELLO G. & TORTORICI L. (1989): *Structural styles in the frontal zones of the southern Apennines, Italy: an example from the Molise district* - Tectonics **8**\4; 753-768 Agosto 1989

CELLO G., LENTINI S.& TORTORICI L. (1990): *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sud appenninico* - Studi Geologici Camerti **vol. spec.** 27-34

CELLO G. & MAZZOLI S. (1999): *Apennine tectonics in southern Italy: a review* - Geodynamics **27**; 191-211

CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998): *Evoluzione paleogeografica degli Appennini* - Atti Tic. Sc. Terra **40**; 233-290

CIARAPICA G. & PASSERI L. (2002): *The paleogeographic duplicity of the Apennines* - Boll. Soc. Geol. It. **Vol. spec.** n.1; 67-75 :

CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995): *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution* - Tectonophysics **252**; 375-389

CIVITELLI G. & SERVA L. (1980): *Profilo geologico dai monti del Matese al mare Adriatico* - Rend. Soc. Geol. It., **3**; 29-34

CIVILE D. (2004): *Rapporti strutturali tra l'Unità' Monti della Maddalena e le Unità Lagonegresi tra Vietri di Potenza e Pergola (Appennino campano-lucano)* - Tesi di Dottorato Università degli Studi Federico II di Napoli

CESTARI G., (1971): *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 198 Eboli* - Serv. Geol. d'Italia

COCCO E.(1971): *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 209 Vallo della Lucania* - Serv. Geol. d'Italia

COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T.S., RUSSO M., SGROSSO I. & TORRE M. (1972): *Les facies sedimentaries miocenes du bassin Irpinien* - Atti Accademia Pontaniana **21**; 13

CRITELLI S. (1991): *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **47**; 55-93

CRITELLI S. (1993): *Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride Complex, accretionary wedge of the southern Apennines* - Journal of Sedimentary Petrology **63**; 464-476

CRITELLI S. (1999): *The interplay of lithospheric flexure and thrust accomodation in forming stratigraphic sequences in southern Apennines foreland basin system - Italy* Rend. Fis. Acc. Lincei s. **9/10**; 257-326

CRITELLI S. & LE PERA E. (1995): *Tectonic evolution of the southern Apennines thrust-belt Italy as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone* - Journal of Geology **103**; 95-105

D'ARGENIO B. (1970-71): *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche del Mediterraneo europeo ed americano* - Atti Accad. Pontaniana Nuova serie volume **20**

D'ARGENIO B., RADOICIC R. & SGROSSO I. (1974): *A paleogeographic section through the italo-dinaric external zones during Jurassic and Cretaceous times* - Nafta **22**

D'ARGENIO B. & SGROSSO I. (1974): *Le piattaforme carbonatiche sud-appenniniche* - Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università di Napoli pubbl. **52**

D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970): *Jurassic facies pattern in the southern Apennines (Campania-Lucania)* – Ann. Hung. Geol. Inst. **54**; 383-396

D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1973): *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)* - Atti Accad. Naz. Lincei Quad. **183**; 49-72

D'ARGENIO B., HORVATH F. & CHANEL J.E.T. (1980): *Paleotectonic evolution of Adria, the african promontory* - In geologie des chaines alpines iussues de la Tethys 26° Congr. Geol. Int. Coll. C5 Mem. B.R.G.M. **115**; 331-351

DE CAPOA P. (1969): *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo silico marnosa della Lucania (Appennino meridionale). Studio paleontologico e biostratigrafico* - Mem. Soc. dei Natur. in Napoli **78**; 1-27.

DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003): *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico and calciclastic turbidites* - Cour. Forsch. Inst. Senckenberg **244**; 105-127.

DE LORENZO G. (1896): *Studi sulla geologia nell'Appennino meridionale* - Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli s. 2, 8 n. **7**; 1-128

DE LORENZO G. (1904): *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale* - 241 pp Laterza Bari

DE STASIO L.M. (1971): *Su di alcune microfaune rinvenute nel Flysch Galestrino della Lucania (Serie Calcareo-Silico-Marnosa)* - Mem. Soc. dei Natur in Napoli **78**; 409-419

DI STASO A. & GIARDINO S. (2002): *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno Formation (North-Calabrian Unit); southern Apennine* - Boll. Soc. Geol. It., **Vol. Spec. n.1**; 517-526

- DOGLIONI C. (1992): *Main differences between thrust belts* - Terra Nova **4**; 152-164
- DOGLIONI C. (1995): *Geological remarks on the relationship between extension and convergent geodynamic setting* - Tectonophysics **252**; 253-267
- DOGLIONI C., GUEGUEN E., HARABAGLIA P. & MONGELLI F. (1999): *On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean* - Geological Society, London, Special Publications, **156**; 541-561
- DOGLIONI C. & MARIOTTI G. (2000): *The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines* - Earth and Planetary Science Letters **181**; 191-202
- ENDIGNOUX L., MORETTI I. & ROURE F. (1989): *Forward modelling of the southern Apennines* - Tectonics **8**; 1095-1104
- FIANO V. (2004): *Studio dei rapporti tra i depositi del gruppo del Cilento e quelli dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino (Appennino meridionale)* - Tesi di Dottorato Università degli Studi Federico II di Napoli
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996): *Il Sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico* - Boll. Soc. Geol. It., **115**; 529-559
- FOLK R.L. (1955): *Student operator error in determination of roundness, sphericity and grain size* - Journ. Sed. Petr., **25**; 297-301
- FREY R.W., HOWARD J.D. & PRYOR W.A. (1984): *Ophiomorpha: its morphologic taxonomic, and environmental significance* - Paleo. Paleo. Paleo. **23**; 199-229
- GRANDJAQUET C. (1963): *Schema structural de l'Apennin campano-lucanien (italie)* - Revue de Geographie Physique et de Geologie dynamique
- GRANDJAQUET C. (1971): *Les series transgressives d'age oligomiocene inferieur de l'Appennin meridional: consequences tectoniques et paleogeographiques* - Bull. Soc. Geol. Fr. **13**; 315-320
- GRAHAM J. (1988): *Collection and Analysis of Field Data* - In TUCKER M. Ed., *Techniques in Sedimentology* - Blackwell Scientific Publ. London; 5-62
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998): *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean* - Tectonophysics **298**; 259-269
- HOWARD J.L. (1993): *The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA* - Sedimentology **40**; 157-174
- IETTO A. & BARILARO A.M. (1993): *L'Unità di San Donato quale margine deformato Cretacico-Paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino meridionale-Arco Calabro)* - Boll. Soc. Geol. It. **112**; 477-496

IPPOLITO F. & SGROSSO I. (1972): *Sulle ricerche di idrocarburi nell'area litorale del Lazio e sulla loro interpretazione* - Riv. Min. Siciliana **133-135**; 1-16

IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1973): *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale* - Istituto di geologia e geofisica dell'Università di Napoli; Pubblicazione n. 15

IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1975): *Structural stratigraphic and tectonic framework of southern Apennines* - In *Geology of Italy: The Earth Sc. Soc. of the Libyan Arab Republic*, 317-328, Tripoli

KRUMBEIN W.C. & PETTIJOHN F.J. (1938): *Manual of sedimentary petrography* - Appleton-Century Crofts New York 549 pp

LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002): *Stratigraphical and structural constraints in the lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution* - Journal of Geodynamics **34**; 141-158

MALINVERNO A. & RYAN W. (1986): *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere* - Tectonics **5** 2 April; 227-245

MANFREDINI M. (1963): *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)* - Mem. Soc. Geol. It. **93**

MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992): *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale* - Rend. Accad. Sci. fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Arti Napoli **59**; 73-101

MARSELLA E., BALLY A.W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995): *Tectonic history of Lagonegro domain and southern Apennine thrust belt evolution* - Tectonophysics **252**; 307-330

MAZZOLI S., SCROCCA D., BUTLER R., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCON V. (2000): *Time and space variability of 'thin-skinned' and 'thick-skinned' thrust tectonics in the Apennines (Italy)* - Rend. Fis. Acc. Lincei **11**; 5-39

MAZZOTTI A., STUCCHI E., FRADELIZIO G.L., ZANZI L. & SCANDONE P. (2000): *Seismic exploration in complex terrains: a processing experience in the southern Apennines* - Geophysics **65**; 1402-1417

MENARDI-NOGUERA A. & REA G. (2000): *Deep structure of campanian-lucanian arc (southern Apennine), Italy* - Tectonophysics **324**; 239-26

MONACO C. & TORTORICI L. (1994): *Evoluzione geologico strutturale dell'Appennino calabro-lucano* - In: *Strutture ed evoluzione del Pollino: Appennino calabro-lucano* - Ed. Ghisetti

MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995): *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota*

illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50.000 - Boll. Soc. Geol. It., **114**; 277-291

MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINERI W. (1998): *Structural evolution of the lucanian Apennines, southern Italy* - Journal of Structural Geology **20/5**; 617-638

MONGELLI F., LODDO M. & CALCAGNILE G. (1975): *Some observations on the Apennines gravity field* - Earth Planet Sci. Lett. **24**; 385-393

MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986): *Appennino centro meridionale sezioni geologiche e proposta di modello strutturale* - 73° Congresso della Società Geologica Italiana

MUTTI E. (1992): *Turbidite sandstone* - Agip

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972): *Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies* - Mem.Soc.Geol.It. **11**; 161-199

MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996): *The importance of ancient fluvio deltaic system dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins* - Mem. Sci. Geol., **48**; 233-291

OGNIBEN L. (1969): *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano* - Mem. Soc. Geol. It., **8**; 453-763

PATACCA & SCANDONE P. (1987): *Geology of the southern Apennines* - Total Mineraria Rapporto finale

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989): *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab* - Atti del convegno di Lincei, **80**; 157-176 in BORIANI, BONAFEDE & PICCARDO – *The lithosphere in Italy Advances* - in Earth Science Research

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990): *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times* - Mem. Soc. Geol. It., **45**; 425-451

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992): *The Numidian–sand event in the southern Apennines* - Memorie di Scienze Geologiche allegato al **43**; 297-337

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1993): *Tyrrhenian basin and Apennines. Kinematic evolution and related dynamic constraints* - Proceedings of the Course on recent evolution on recent evolution and seismicity of the Mediterranean Area; Erice 1-10

PATACCA E. & SCANDONE P. (2001): *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt foredeep system of the southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)* - In: Vai, Martini Eds: *"Anatomy of a mountain: the Apennines and the adjacent Mediterranean basins"* - Kluwer Academic Publishers, 401-440.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2003): *Paleogeographic restoration of the Lagonegro basin. New constraints from subsurface data* - Workshop: *Late Triassic-early Jurassic events in the framework of the Pangea break-up* Capri 2003

PATACCA E. & SCANDONE P. (2004): *Geological transect across the southern Apennines along the seismic line CROP 04* - 32nd Intern. Geol. Congr., Field Trip Guide Book

PERCH-NIELSEN S.(1985): *Cenozoic calcareous nannofossils* - In: Boll. H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, 427-554

PERRONE V. (1981): *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla piattaforma carbonatica Campano-Lucana* - Rend. Soc. Geol. It., **4**; 369-372

PERRONE V.(1987): *I depositi miocenici della dorsale di Monte Soprano (Appennino campano) segnalazione di vulcanismo andesitico e nuova interpretazione* - Boll. Soc. Geol. It., **106**; 3-12

PERRONE V. & SGROSSO I. (1981): *Il bacino Pre-Irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale* - Rend. Soc. Geol. It., **4**; 365-368

PESCATORE T.S. (1965): *Ricerche geologiche sulla depressione molisano sannitica* - Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli **5**;

PESCATORE T.S. (1988): *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano lucano* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 37-46

PESCATORE T.S., SCANDONE P. & SGROSSO I. (1972): *Lineamenti di geologia dei Monti Alburni* - Atti incontri internazionali di Speleologia Salerno; Luglio 1972

PESCATORE T.S. & SGROSSO I. (1973): *I rapporti tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana nel casertano* - Boll. Soc. Geol. It., **92**; 925-938

PESCATORE T.S., SGROSSO I. & TORRE M. (1969): *Lineamenti di tettonica e sedimentazione del Miocene dell'Appennino campano-lucano* - Mem. Soc. Naturalisti in Napoli, suppl. al Boll. **78**; 337-408

PESCATORE T.S., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988): *Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)* - Mem. Soc. Geol. It., **41**; 353-361

PESCATORE T.S., PINTO F., RENDA P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996): *Avanfosse mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia)* - Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli **63**; 85-121.

PESCATORE T.S., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999): *Stratigraphical and structural relationship between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy* - Tectonophysics **315**; 269-286

- PIERI M. (1966): *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* - Geol. Rom. **5**; 407-424
- PLUMEY W. J. (1948): *Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport* – J. Geology, **56**; 526-577
- READING & RICHARDS (1994): *Turbidite Systems in deep water basins margins classified by grain size and feeder system* - A.A.P.G Bull. vol **78**; 792-822
- RICCI LUCCHI F. (1972): *Sedimentologia parte prima: Materiali e tessiture dei sedimenti* – C.L.U.B. Bologna 146
- ROURE F., CASERO P. & VIALLI R. (1991): *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge* - Earth and Planetary Science Letters **102**; 395-412
- SANTO A. (1988): *Ricerche sul Terziario dei Monti Alburni (Campania)* - Atti del 74°congresso della Soc. Geol. It.
- SANTO A. (1996): *Le Ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione alto-miocenica dell'Appennino campano* - Boll. Soc. Geol. It., **115**; 519-528
- SANTO A. & SGROSSO I. (1987): *Alcune precisazioni sulle trasgressioni mioceniche nell'Appennino centro-meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **38**; 225-240
- SANTO A. & SGROSSO I. (1988): *La Formazione del Torrente Raganello: secondo ciclo sedimentario miocenico nel gruppo del Pollino (Calabria)* - Boll. Soc. Geol. It., **107**; 413-424
- SCANDONE P. (1972): *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie Calcarea-Silico-Marnosa e note illustrative* - Boll. Soc. Naturalisti in Napoli vol. **81**; 225-300
- SCANDONE P. (1967): *Studi di geologia lucana: la serie Calcarea-Silico-Marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcarea* - Boll. Soc. Naturalisti in Napoli **76**; 301-474
- SCANDONE P. (1980): *Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian Arc* - Boll. Soc. Geol. It., **98**; 27-34
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1965): *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene* - Bol. Soc. Naturalisti in Napoli **74**; 159-177
- SCANDONE P., SGROSSO I. & VALLARIO A. (1967): *Finestra tettonica nella Serie Calcarea-Silico-Marnosa presso Campagna (M. Picentini, Salerno)* - Boll. Soc. dei Natur. in Napoli **76**; 247-254.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974): *La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)* - Boll.Soc. Geol. It. **93**; 1043-1047
- SCANDONE P., PATACCA E., MELETTI C., BELLATALLA M., PERILLI U. & SANTINI U. (1990): *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana* - Atti del convegno G.N.D.T. **1**; 119-136

SCANDONE P., MAZZOTTI A., FRADELIZIO G.L., PATACCA E., STUCCHI E., TOZZI M. & ZANZI L. (2003): *Linea CROP 04: southern Apennines. La linea CROP 04: Appennino meridionale* - Mem. Descr. Carta Geol. It. **62**; 155-166

SCROCCA D., CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2005): *Deep structure of the southern Apennines Italy: thin skinned or tick skinned?* -Tectonics **24**

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: *Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000: foglio 210 Lauria* - Roma

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: *Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000: foglio 161 Isernia* - Roma

SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1988): *Sintesi geopetrolifera della fossa Bradanica (avanfossa della catene appenninica meridionale)*. - Mem. Soc. Geol. It. **41**; 87-107

SELLI R. (1957): *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale* - Giorn. Geol. serie **2**, **26**

SELLI R. (1962): *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **3**; 737-790

SHANMUNGAM G. (1996): *High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?* - Journal of Sedimentary Research **66**; 2-1

SHINER P., BECCACINI A. & MAZZOLI S. (2004): *Thin-skinned vs thick skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val d'Agri fields (Southern Apennines, Italy)* - Marine and Petroleum Geology **21**; 805-827

SGROSSO A. (1994): *Le Breccie di Sapri: nuovo elemento per una migliore comprensione degli eventi miocenici nell'orogene sud-appenninico* - Volume dei riassunti del Congresso della Società Geologica Italiana, Bari, 1994; 145-146

SGROSSO A. (2002): *The "Breccie di Sapri": a new miocenic (?) stratigraphic element for a better comprehension of the southern Apenninic orogen* - GeoActa **1**; 49-60

SGROSSO I. (1978): *Contatto stratigrafico tra le Arenarie di Frosolone e i calcari Mesozoici del Matese* - Rend. Soc. Geol. It., **1**; 19-20

SGROSSO I. (1981): *Il significato delle calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino campano-lucano* - Boll. Soc. Geol. It., **100**; 129-137

SGROSSO I. (1983): *Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino centro-meridionale* - Rend. Soc. Geol. It., **6**; 31-34

SGROSSO I. (1986): *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **35**; 203-219

SGROSSO I. (1987): *Alcune precisazioni sulle trasgressioni mioceniche nell'Appennino meridionale*. - Mem. Soc. Geol. It. **38**; 225-240

SGROSSO I. (1988): *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242

SGROSSO I. (1989): *Ricerche sui cicli miocenici discordanti sul Monte Camposauro, sul Matese orientale e sui Monti Simbruini* - Confer. Scient. Ann. sulle Attività del Dipartimento

SGROSSO I. (1994): *Sulla posizione paleogeografica del bacino di Lagonegro (Appennino centro meridionale)* - Boll. Soc. Geol. It., **113**, 179-194

SGROSSO I. (1995): *Alcune evidenze fuorvianti nella geologia dell'Appennino centro-meridionale* - 50 Anni di attività scientifica del prof. Felice Ippolito

SGROSSO I. (1996): *I rapporti tra i depositi del Massiccio del Matese e quelli del bacino Molisano* - Mem. Soc. Geol. It., **51**, 263-272

SGROSSO I. (1998): *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico* - Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724

SGROSSO I. & TORRE M. (1968): *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Moteroduoni* - Boll. Soc. Naturalisti in Napoli **77**

SGROSSO I., AMORE F.O. & RUGGIERO-TADDEI E. (1988): *L'inizio della sedimentazione terrigena nel bacino Molisano* - Boll. Soc. Geol. It., **107**, 73-79

SNEED E M & FOLK R L (1958): *Pebbles in the lower Colorado River, Texas- A study in aparticle morphogenesis* - J. Geol., **66**, 114-150

VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000): *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines)* - Tectonophysics **324**, 203-237

WADELL H.A. (1932): *Volume, shape, and roundness of rock particles* - Joural Geology **40**, 443-451

WALKER T.R. (1975): *Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association* - Geological Society of America Bulletin **86**, 737-748

WALKER T.R. (1992): *Facies models- response to sea level change* - Geological Association of Canada

WENTWORTH V.K. (1922): *A scale of grade and class terms for clastic sediments* - Journal of Geology **30**, 377-392

WEIMER A.M. & HOYT H. (1964): *Burrows of Callianassa Major Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments* - Journal of Paleontology **38**, 761-767

APPENDICE 1: ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE

SIGLA	UBICAZIONE	ETA' (FORAMINIFERI) ANALISTA DOTT.: SANTINI	ETA' (COCCOLITI) ANALISTA DOTT.SSA MORABITO	BIOZONE
AP 1	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 2	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 3	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 4	SANZA	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 5	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 6	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 7	SANZA	-----	STERILE	
AP 8	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 9	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 10	SANZA	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 11	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 12	SANZA	STERILE	MIOCENE INFERIORE	MNN4A
AP 13	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 14	SANZA	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 15	SANZA	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 16	CAROSELLI	STERILE	STERILE	
AP 17	CUGNOLO	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 18	VALLEFRASSINO	MIOCENE ?	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 19	VALLEFRASSINO	MIOCENE ?	OLIGOCENE ?	
AP 20	VALLEFRASSINO	SERRAVALLIANO SUPERIORE ZONA PGB. PARTIMLABIATA	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP 21	VALLEFRASSINO	STERILE	STERILE	
AP 22	SANZA	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 23	MASSERIA FOSSITO	STERILE	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP 24	PANTANELLE	MIOCENE ?	-----	

AP 25	VALLEFRASSINO	STERILE	STERILE	
AP 26	KM19	STERILE	EOCENE MEDIO	
AP 27	KM19	SERRAVALLIANO SUPERIORE ZONA PGB. PARTIMLABIATA	SERRAVALLIANO INFERIORE	MNN6A
AP 28	KM19	STERILE	EOCENE SUPERIORE	NP 20
AP 29	KM19	MIOCENE ?	SERRAVALLIANO INFERIORE	MNN6A
AP 30	KM19	STERILE	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 31	KM19	MIOCENE ?	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4?
AP 32	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 33	SANZA	STERILE	STERILE	
AP 34	SANZA	STERILE	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP 35	CAMPO FORCHE	MIOCENE ?	STERILE	
AP 36	CAMPO FORCHE	MIOCENE ?	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 37	CAMPO FORCHE	MIOCENE ?	EOCENE SUPERIORE	NP17
AP 38	CAMPO FORCHE	MIOCENE ?	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 39	CAMPO FORCHE	SPICOLE - MIOCENE ?	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP40	-----	-----	-----	-----
AP 41	M.TE GROSSO	STERILE	EOCENE MEDIO	NP16
AP 42	M.TE GROSSO	MIOCENE ?	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP43	M.TE GROSSO	-----	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP 44	M.TE PILOI	MIOCENE ?	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 45	M.TE PILOI	MIOCENE ?	STERILE	
AP 46	GRAMIZIALI	MIOCENE ?	STERILE	
AP 47	GRAMIZIALI	MIOCENE ?	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 48	KM 19	-----	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 49	CAMPO FORCHE	-----	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 50	CERRETA	-----	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP 51	-----	-----	-----	

AP52	TEMPA DEL PRATO	SERRAVALLIANO SUPERIORE	TORTONIANO SUPERIORE	ZONA A M.CONVALLIS, SUBZONA A G. ROTULA
AP53	TEMPA DEL PRATO	MIocene ?	SERRAVALLIANO INFERIORE	MNN6A
AP54	MADONNA DELLA MONTAGNA	-----	BURDIGALIANO SUPERIORE	MNN4A
AP55	TEMPA DEL PRATO	MIocene ?	SERRAVALLIANO MEDIO	MNN6B
AP56	TEMPA DEL PRATO	?	OLIGOCENE SUPERIORE	NP24
AP57	TEMPA DEL PRATO	MIocene ?	TORTONIANO INFERIORE	MNN8B
AP58	TEMPA DEL PRATO	MIocene ?	TORTONIANO SUPERIORE	ZONA A M. CONVALLIS, SUBZONA A G. ROTULA
AP59	ALBURNI	MIocene INFERIORE	TORTONIANO INFERIORE	MNN8B
AP60	ALBURNI	MIocene INFERIORE	TORTONIANO SUPERIORE	ZONA A M. CONVALLIS, SUBZONA A G. ROTULA

TAVOLA 1

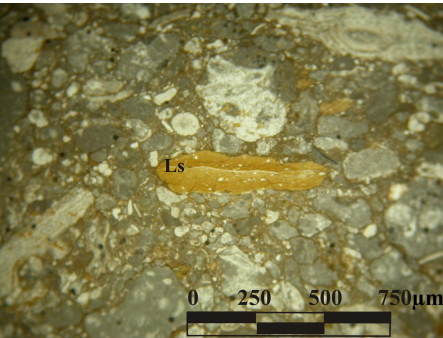
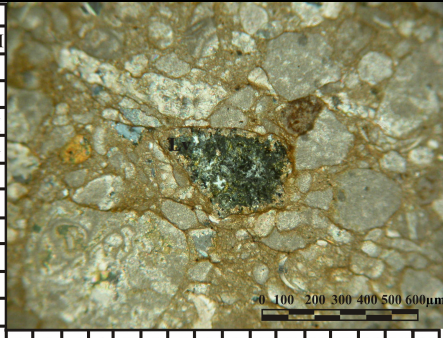
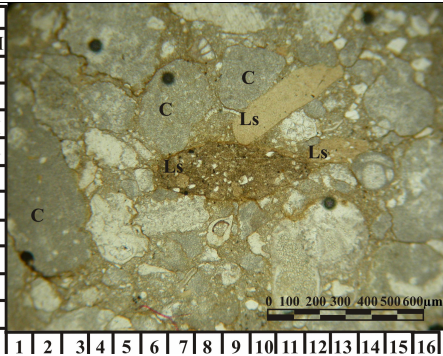

N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>1</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA16</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Gramiziali</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>Unità 1a</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>4X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>//</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>7/13; G/F grano di <i>shale</i> con quarzo.</td></tr></table>	FOTO	1	CAMPIONE	PA16	LOCALITÀ	Gramiziali	UNITÀ DEPOSIZIONALE	Unità 1a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	4X	NICOLS	//	DESCRIZIONE	7/13; G/F grano di <i>shale</i> con quarzo.
FOTO	1															
CAMPIONE	PA16															
LOCALITÀ	Gramiziali															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	Unità 1a															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	4X															
NICOLS	//															
DESCRIZIONE	7/13; G/F grano di <i>shale</i> con quarzo.															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>2</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA16</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Gramiziali</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>7/10; H/F Litico vulcanico molto alterato, con pasta di fondo cloritizzata</td></tr></table>	FOTO	2	CAMPIONE	PA16	LOCALITÀ	Gramiziali	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	X	DESCRIZIONE	7/10; H/F Litico vulcanico molto alterato, con pasta di fondo cloritizzata
FOTO	2															
CAMPIONE	PA16															
LOCALITÀ	Gramiziali															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X															
NICOLS	X															
DESCRIZIONE	7/10; H/F Litico vulcanico molto alterato, con pasta di fondo cloritizzata															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>3</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA16</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Gramiziali</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>//</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>6/10; G/F; Frammento di siltite, con grani di quarzo in matrice argillosa; 9/13; H/M e 12/14 ; G litici silicoclastici</td></tr></table>	FOTO	3	CAMPIONE	PA16	LOCALITÀ	Gramiziali	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	//	DESCRIZIONE	6/10; G/F; Frammento di siltite, con grani di quarzo in matrice argillosa; 9/13; H/M e 12/14 ; G litici silicoclastici
FOTO	3															
CAMPIONE	PA16															
LOCALITÀ	Gramiziali															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X															
NICOLS	//															
DESCRIZIONE	6/10; G/F; Frammento di siltite, con grani di quarzo in matrice argillosa; 9/13; H/M e 12/14 ; G litici silicoclastici															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>4</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA16</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Gramiziali</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>8/10;GF Frammento di plagioclasio</td></tr></table>	FOTO	4	CAMPIONE	PA16	LOCALITÀ	Gramiziali	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	X	DESCRIZIONE	8/10;GF Frammento di plagioclasio
FOTO	4															
CAMPIONE	PA16															
LOCALITÀ	Gramiziali															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X															
NICOLS	X															
DESCRIZIONE	8/10;GF Frammento di plagioclasio															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																

TAVOLA 2

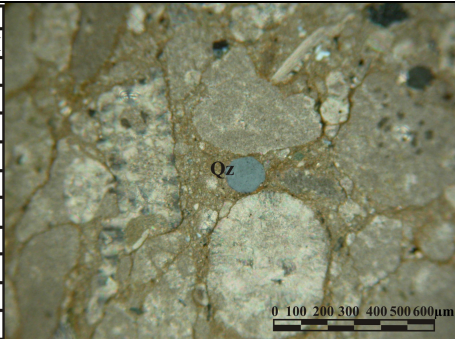

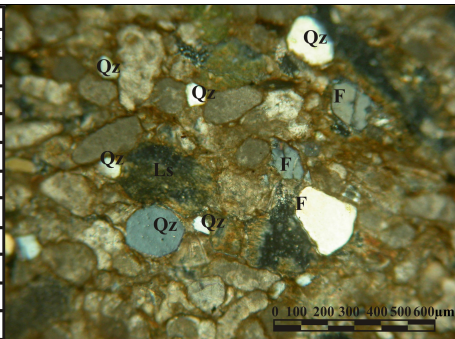
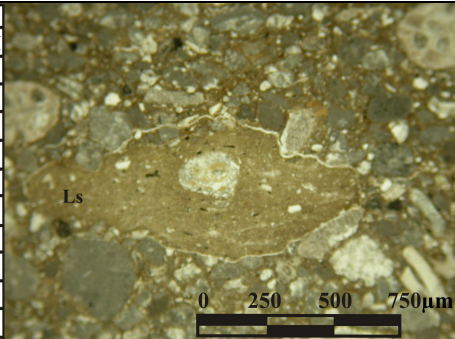
<div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div>  <div>0 100 200 300 400 500 600µm</div> <div>1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16</div>	<table border="1"> <tr><td>FOTO</td><td>5</td></tr> <tr><td>CAMPIONE</td><td>PA16</td></tr> <tr><td>LOCALITÀ</td><td>Gramiziali</td></tr> <tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr> <tr><td>INGRANDIMENTO</td><td>10X</td></tr> <tr><td>ORIGINARIO</td><td></td></tr> <tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr> <tr><td>DESCRIZIONE</td><td>9/10;G/H Clasto di quarzo grigio; 4/7; BL frammento di foraminifero bentonico</td></tr> </table>	FOTO	5	CAMPIONE	PA16	LOCALITÀ	Gramiziali	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO	10X	ORIGINARIO		NICOLS	X	DESCRIZIONE	9/10;G/H Clasto di quarzo grigio; 4/7; BL frammento di foraminifero bentonico
FOTO	5																
CAMPIONE	PA16																
LOCALITÀ	Gramiziali																
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a																
INGRANDIMENTO	10X																
ORIGINARIO																	
NICOLS	X																
DESCRIZIONE	9/10;G/H Clasto di quarzo grigio; 4/7; BL frammento di foraminifero bentonico																
<div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div>  <div>0 100 200 300 400 500 600µm</div> <div>1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16</div>	<table border="1"> <tr><td>FOTO</td><td>6</td></tr> <tr><td>CAMPIONE</td><td>PA8</td></tr> <tr><td>LOCALITÀ</td><td>Campo Forche</td></tr> <tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr> <tr><td>INGRANDIMENTO</td><td>10X</td></tr> <tr><td>ORIGINARIO</td><td></td></tr> <tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr> <tr><td>DESCRIZIONE</td><td>7/11;G/F Litico metamorfico microcristallino a quarzo e feldspati</td></tr> </table>	FOTO	6	CAMPIONE	PA8	LOCALITÀ	Campo Forche	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO	10X	ORIGINARIO		NICOLS	X	DESCRIZIONE	7/11;G/F Litico metamorfico microcristallino a quarzo e feldspati
FOTO	6																
CAMPIONE	PA8																
LOCALITÀ	Campo Forche																
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a																
INGRANDIMENTO	10X																
ORIGINARIO																	
NICOLS	X																
DESCRIZIONE	7/11;G/F Litico metamorfico microcristallino a quarzo e feldspati																
<div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div>  <div>0 100 200 300 400 500 600µm</div> <div>1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16</div>	<table border="1"> <tr><td>FOTO</td><td>7</td></tr> <tr><td>CAMPIONE</td><td>PA8</td></tr> <tr><td>LOCALITÀ</td><td>Campo Forche</td></tr> <tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr> <tr><td>INGRANDIMENTO</td><td>10X</td></tr> <tr><td>ORIGINARIO</td><td></td></tr> <tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr> <tr><td>DESCRIZIONE</td><td>Panoramica con frammenti di quarzo monocristallino, litici carbonatici prevalenti e feldspati</td></tr> </table>	FOTO	7	CAMPIONE	PA8	LOCALITÀ	Campo Forche	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO	10X	ORIGINARIO		NICOLS	X	DESCRIZIONE	Panoramica con frammenti di quarzo monocristallino, litici carbonatici prevalenti e feldspati
FOTO	7																
CAMPIONE	PA8																
LOCALITÀ	Campo Forche																
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a																
INGRANDIMENTO	10X																
ORIGINARIO																	
NICOLS	X																
DESCRIZIONE	Panoramica con frammenti di quarzo monocristallino, litici carbonatici prevalenti e feldspati																
<div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div>  <div>0 250 500 750µm</div> <div>1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16</div>	<table border="1"> <tr><td>FOTO</td><td>8</td></tr> <tr><td>CAMPIONE</td><td>PA2</td></tr> <tr><td>LOCALITÀ</td><td>Sanza</td></tr> <tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr> <tr><td>INGRANDIMENTO</td><td>4X</td></tr> <tr><td>ORIGINARIO</td><td></td></tr> <tr><td>NICOLS</td><td>//</td></tr> <tr><td>DESCRIZIONE</td><td>8/9;G/F: Frammento di arenaria inglobato in una shale (1/14;D/H) frammenti carbonatici molto abbondanti e qualche grano di quarzo</td></tr> </table>	FOTO	8	CAMPIONE	PA2	LOCALITÀ	Sanza	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO	4X	ORIGINARIO		NICOLS	//	DESCRIZIONE	8/9;G/F: Frammento di arenaria inglobato in una shale (1/14;D/H) frammenti carbonatici molto abbondanti e qualche grano di quarzo
FOTO	8																
CAMPIONE	PA2																
LOCALITÀ	Sanza																
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a																
INGRANDIMENTO	4X																
ORIGINARIO																	
NICOLS	//																
DESCRIZIONE	8/9;G/F: Frammento di arenaria inglobato in una shale (1/14;D/H) frammenti carbonatici molto abbondanti e qualche grano di quarzo																

TAVOLA 3

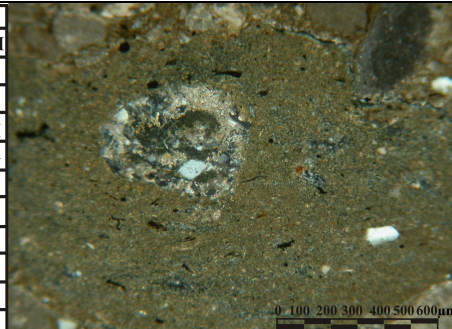
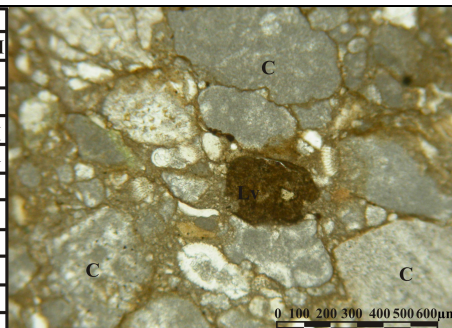
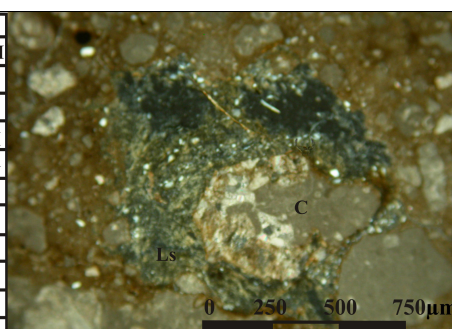
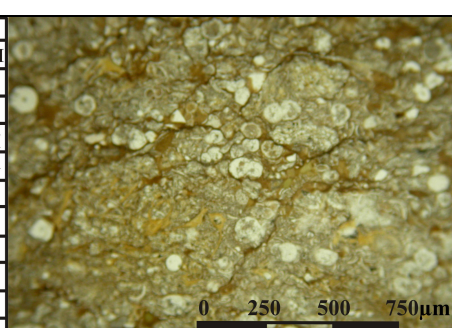
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>9</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA2</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Sanza</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>1a</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>(5/8;F/H) Dettaglio del frammento di arenaria della foto 8</td></tr></table>	FOTO	9	CAMPIONE	PA2	LOCALITÀ	Sanza	UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	X	DESCRIZIONE	(5/8;F/H) Dettaglio del frammento di arenaria della foto 8
FOTO	9															
CAMPIONE	PA2															
LOCALITÀ	Sanza															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	1a															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X															
NICOLS	X															
DESCRIZIONE	(5/8;F/H) Dettaglio del frammento di arenaria della foto 8															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>10</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA1</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Sanza</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>sb</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>//</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>(9/11; EG) grano vulcanico con (11,F) fenocristallo sericitizzato</td></tr></table>	FOTO	10	CAMPIONE	PA1	LOCALITÀ	Sanza	UNITÀ DEPOSIZIONALE	sb	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	//	DESCRIZIONE	(9/11; EG) grano vulcanico con (11,F) fenocristallo sericitizzato
FOTO	10															
CAMPIONE	PA1															
LOCALITÀ	Sanza															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	sb															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X															
NICOLS	//															
DESCRIZIONE	(9/11; EG) grano vulcanico con (11,F) fenocristallo sericitizzato															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>11</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA13</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>ValleFrassino</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>2b</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>4X</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>X</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>Siltite con grano carbonatico inglobato (8/13;D/F)</td></tr></table>	FOTO	11	CAMPIONE	PA13	LOCALITÀ	ValleFrassino	UNITÀ DEPOSIZIONALE	2b	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	4X	NICOLS	X	DESCRIZIONE	Siltite con grano carbonatico inglobato (8/13;D/F)
FOTO	11															
CAMPIONE	PA13															
LOCALITÀ	ValleFrassino															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	2b															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	4X															
NICOLS	X															
DESCRIZIONE	Siltite con grano carbonatico inglobato (8/13;D/F)															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																
N M L I H G F E D C B A		<table><tr><td>FOTO</td><td>12</td></tr><tr><td>CAMPIONE</td><td>PA15</td></tr><tr><td>LOCALITÀ</td><td>Masseria Fossito</td></tr><tr><td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>2a</td></tr><tr><td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>4a</td></tr><tr><td>NICOLS</td><td>//</td></tr><tr><td>DESCRIZIONE</td><td>Fango a foraminiferi e radiolari</td></tr></table>	FOTO	12	CAMPIONE	PA15	LOCALITÀ	Masseria Fossito	UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	4a	NICOLS	//	DESCRIZIONE	Fango a foraminiferi e radiolari
FOTO	12															
CAMPIONE	PA15															
LOCALITÀ	Masseria Fossito															
UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a															
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	4a															
NICOLS	//															
DESCRIZIONE	Fango a foraminiferi e radiolari															
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16																

TAVOLA 4

<div> <div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div> <div> </div> <div> <div>1</div><div>2</div><div>3</div><div>4</div><div>5</div><div>6</div><div>7</div><div>8</div><div>9</div><div>10</div><div>11</div><div>12</div><div>13</div><div>14</div><div>15</div><div>16</div> </div> </div>	<table> <tr> <td>FOTO</td><td>13</td></tr> <tr> <td>CAMPIONE</td><td>PA15</td></tr> <tr> <td>LOCALITÀ</td><td>Masseria Fossito</td></tr> <tr> <td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>2a</td></tr> <tr> <td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr> <tr> <td>NICOLS</td><td>//</td></tr> <tr> <td>DESCRIZIONE</td><td>Radiolari e <i>shape shard</i></td></tr> </table>	FOTO	13	CAMPIONE	PA15	LOCALITÀ	Masseria Fossito	UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	//	DESCRIZIONE	Radiolari e <i>shape shard</i>
FOTO	13														
CAMPIONE	PA15														
LOCALITÀ	Masseria Fossito														
UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a														
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X														
NICOLS	//														
DESCRIZIONE	Radiolari e <i>shape shard</i>														
<div> <div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div> <div> </div> <div> <div>1</div><div>2</div><div>3</div><div>4</div><div>5</div><div>6</div><div>7</div><div>8</div><div>9</div><div>10</div><div>11</div><div>12</div><div>13</div><div>14</div><div>15</div><div>16</div> </div> </div>	<table> <tr> <td>FOTO</td><td>14</td></tr> <tr> <td>CAMPIONE</td><td>PA15</td></tr> <tr> <td>LOCALITÀ</td><td>Masseria Fossito</td></tr> <tr> <td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>2a</td></tr> <tr> <td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr> <tr> <td>NICOLS</td><td>X</td></tr> <tr> <td>DESCRIZIONE</td><td>Radiolari e <i>shape shard</i> come sezione 13 a nicols incrociati</td></tr> </table>	FOTO	14	CAMPIONE	PA15	LOCALITÀ	Masseria Fossito	UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	X	DESCRIZIONE	Radiolari e <i>shape shard</i> come sezione 13 a nicols incrociati
FOTO	14														
CAMPIONE	PA15														
LOCALITÀ	Masseria Fossito														
UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a														
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X														
NICOLS	X														
DESCRIZIONE	Radiolari e <i>shape shard</i> come sezione 13 a nicols incrociati														
<div> <div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div> <div> </div> <div> <div>1</div><div>2</div><div>3</div><div>4</div><div>5</div><div>6</div><div>7</div><div>8</div><div>9</div><div>10</div><div>11</div><div>12</div><div>13</div><div>14</div><div>15</div><div>16</div> </div> </div>	<table> <tr> <td>FOTO</td><td>15</td></tr> <tr> <td>CAMPIONE</td><td>PA15</td></tr> <tr> <td>LOCALITÀ</td><td>Masseria Fossito</td></tr> <tr> <td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>2a</td></tr> <tr> <td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr> <tr> <td>NICOLS</td><td>//</td></tr> <tr> <td>DESCRIZIONE</td><td>Spicole di spugna e radiolari</td></tr> </table>	FOTO	15	CAMPIONE	PA15	LOCALITÀ	Masseria Fossito	UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	//	DESCRIZIONE	Spicole di spugna e radiolari
FOTO	15														
CAMPIONE	PA15														
LOCALITÀ	Masseria Fossito														
UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a														
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X														
NICOLS	//														
DESCRIZIONE	Spicole di spugna e radiolari														
<div> <div> <div>N</div> <div>M</div> <div>L</div> <div>I</div> <div>H</div> <div>G</div> <div>F</div> <div>E</div> <div>D</div> <div>C</div> <div>B</div> <div>A</div> </div> <div> </div> <div> <div>1</div><div>2</div><div>3</div><div>4</div><div>5</div><div>6</div><div>7</div><div>8</div><div>9</div><div>10</div><div>11</div><div>12</div><div>13</div><div>14</div><div>15</div><div>16</div> </div> </div>	<table> <tr> <td>FOTO</td><td>16</td></tr> <tr> <td>CAMPIONE</td><td>PA15</td></tr> <tr> <td>LOCALITÀ</td><td>Masseria Fossito</td></tr> <tr> <td>UNITÀ DEPOSIZIONALE</td><td>2a</td></tr> <tr> <td>INGRANDIMENTO ORIGINARIO</td><td>10X</td></tr> <tr> <td>NICOLS</td><td>//</td></tr> <tr> <td>DESCRIZIONE</td><td>Spicole di silice biogena a tessitura microcriptocristallina</td></tr> </table>	FOTO	16	CAMPIONE	PA15	LOCALITÀ	Masseria Fossito	UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a	INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X	NICOLS	//	DESCRIZIONE	Spicole di silice biogena a tessitura microcriptocristallina
FOTO	16														
CAMPIONE	PA15														
LOCALITÀ	Masseria Fossito														
UNITÀ DEPOSIZIONALE	2a														
INGRANDIMENTO ORIGINARIO	10X														
NICOLS	//														
DESCRIZIONE	Spicole di silice biogena a tessitura microcriptocristallina														

Ringraziamenti

Sono giunta alla fine di questa avventura, ancora non mi sembra vero!

Nel corso di questi tre anni sono capitate tantissime cose, si sono alternati momenti di gioia e di depressione, ho avuto l'opportunità di fare e di imparare tantissime cose, ma soprattutto ho avuto l'opportunità di incontrare, di conoscere e di lavorare con tante persone splendide.

Pertanto voglio ringraziare tutti coloro che mi hanno, in primo luogo, consentito di fare e poi, affiancato in questa esperienza: innanzitutto il mio tutor il professore Sgrosso, che mi ha dato l'opportunità di continuare a lavorare con lui dopo la positiva esperienza della tesi di laurea, che mi ha fatto conoscere, amare e qualche volta odiare, la Formazione di Piaggine, lo ringrazio per tutto quello che mi ha detto, ma anche per quello che non mi ha detto, lasciandomi libera di decidere e di sbagliare, autonomamente; Il Professore Valloni, che mi ha accolto a Parma, fornendomi spiegazioni e suggerimenti e che è riuscito, nonostante i suoi impegni, a dedicarmi una giornata per un'escursione sul terreno per discutere assieme degli affioramenti più significativi. Ai referees il professore Mariotti e la professoressa Lo Cicero, che non ho ancora avuto l'opportunità di conoscere di persona, ma che spero di riuscire a incontrare al più presto, che mi hanno fornito preziosi consigli per migliorare il mio lavoro. La dottoressa Pescatore, Eva, la compagna di numerosissime uscite sul terreno e di lunghe e proficue discussioni, sempre disponibile paziente, gentile, prodiga di consigli ma soprattutto il mio principale supporto psicologico nei momenti di crisi. Il dottor Fiano, Enzo, che oltre agli importanti suggerimenti geologici sul terreno, le discussioni in macchina sulla via del ritorno dal Cilento, la sua preziosa tesi... assieme a Dario, il dottor Civile, mi hanno dato le dritte giuste per sopravvivere al dottorato; Marica, la dottoressa Castellano, più volte citata nel testo, autrice di una delle "bibbie" sulle Arenarie di Piaggine, che mi ha aiutato con le sezioni sottili e mi ha risollevato nei momenti sconforto, quando neanche Eva riusciva a fare più nulla.

E poi tantissime altre persone: il dottor Roberto Graziano, che mi ha aiutato con le sezioni sottili, il dottor Valentino di Donato, il dottor Ubaldo Santini e la Dottoressa Morabito per le analisi biostratigrafiche, la dottoressa Putignano per i suggerimenti bibliografici, il professore Stefano Mazzoli per le utili discussioni e per i suggerimenti, il dottor Ciarcia per i suggerimenti bibliografici.

A miliardi di altre persone dell'Università: Francesco, Antonello, Alfonso, Romilda, Donatella, Pasquale, Gina per essermi stati vicini.....

La mia famiglia: mamma, papà e Billina, mia sorella, che oltre ad avermi sopportata si sono dovuti pure leggere la tesi per correggere la punteggiatura.....

I miei amici tutti, Rokka in particolare per la revisione del testo in inglese, ma soprattutto grazie a Peggy, la mia macchina, che mi ha portato tantissime volte in Cilento a lavorare e che ha lavorato con me, senza la quale tutto questo non sarebbe stato possibile.....

In conclusione grazie a tutti, anche e soprattutto a tutti quelli che ho dimenticato, anche grazie a voi ora sono un geologo migliore, ma sicuramente e soprattutto sono una persona migliore.